МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ МАСШТАБА 1:50000



ИЗУЧЕНИЕ

ТЕКТОНИЧЕСКИХ

СТРУКТУР



УДК 550.8.012: 528(084.3 М50): 551.243

Изучение тектонических структур/В. Д. Вознесенский, А. Н. Балашов, Н. В. Горлов и др. – Л.: Недра, 1984. – 287 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 16. Всесоюз, науч.-исслед. геол. ин-т).

Книга посвящена методике исследования тектонических структур при крунномасштабной геологической съемке и крупномасштабном геологическом донзучении ранее заснятых площадей. Дана характеристика тектонических структур. свойственных платформенным чехлам, орогенным и геосинклинальным комплексам, комплексам фундамента подвижных поясов и древних платформ, шитам, Подробно рассмотрены элементарные структурные формы (разрывы и складки) и их сочетания — структурные парагенезисы различных этапов развития складчатых областей. Предложена модель тектонической структуры альпинотипной складчатой зоны. Рассмотрены методы изучения разрывных нарушений и складчато-разрывных комплексов — приемы исследования ключевых обнажений и участков, метолы сбора и обработки структурных измерений, способы расчета параметров и ориентировки крупных складчатых форм: предложена методика определения нормального стратиграфического разреза сложнодислоцированных комплексов. Приведены примеры детального изучения этих комплексов в различных по своему строению районах Казахстана, Средней Азни, Алтае-Саянской области. Рассмотрены особенности графоаналитического исследования тектонических структур и их изображения на крупномасштабных картах, профилях и разрезах, а также особенности крупномасштабного тектонического районирования.

Для геологов-съемщиков, научных работников, специалязирующихся в области тектоники, может быть полезна преподавателям и аспирантам геологических вузов.

Табл. 3, ил. 112, прил. 1, список лит. 74 назв.

Авторы: В. Д. Вознесенский (ответственный исполнитель), Л. Н. Балашов, Н. В. Горлов, В. Л. Курмилев, М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев. В. Ф. Николаев, Л. М. Плотников, Л. Н. Розанов, Ю. С. Шихин, Г. Г. Ге, К. П. Козловский, А. Н. Палицына, С. И. Стрельников.

> Главный редактор серии А. С. Кумпан Научный редактор выпуска Н. В. Горлов

(С) Издательство «Недра», 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

В очередном, 16-м, выпуске Методических пособий по геологической съемке масштаба 1:50 000 рассматриваются вопросы, которые традиционно относятся к проблемам структурной геологии. Предметом описания и анализа служат элементы деформационных тектонических структур (локальные разрывные и складчатые структуры), именуемые обычно структурными формами, и собственно тектонические структуры (совокупности структурных форм) — сочетания разрывов или сочетания разрывов со складками на определенных, относительно небольших по размерам участках земной коры.

Пособие построено таким образом, чтобы способствовать практическому выявлению структурных форм, правильной их документации, точному и наглядному изображению на геологических картах и разрезах. Однако еще большее внимание уделено тому, чтобы помочь исследователям обнаруживать природные взаимосвязи между структурными формами и воспринимать тектоническую структуру изучаемого района не просто как случайную комбинацию этих форм, но и как целостную, построенную по определенным законам систему. Такой подход к изучению тектонических структур, основанный в значительной мере на выявлении и изучении естественных ассоциаций структурных форм — структурных парагенезисов — позволяет более уверенно и надежно расшифровывать геологическое строение тектонически сложных или же относительно простых по своей тектонической структуре, но слабо обнаженных районов.

Пособие рассчитано прежде всего на геологическую съемку (ГС), групповую геологическую съемку (ГГС) и на геологическое доизучение ранее заснятых площадей (ГДП). При всех этих видах геологосъемочных работ удается выполнить детальное изучение ключевых участков и обнажений и более или менее равномерно исследовать поведение границ геологических тел на всей площади района, что в сочетании со сбором и анализом структурных измерений обеспечивает достоверность структурного каркаса крупномасштабной геологической карты. При проведении аэрофотогеологического картирования (АФГК), когда сведения о структурных формах более отрывочны, особое значение приобретают предлагаемые в пособии приемы расшифровки тектонической

3

1*

структуры путем экстраполяции. Предлагаемые приемы исследования структурных форм и тектонических структур и, главное, сам подход к их изучению в значительной мере применимы также к условиям глубинного геологического картирования (ГГК), хотя при этом виде работ используется и ряд специальных, не рассматриваемых здесь методов. Можно надеяться, что пособис найдет применение и при проведении общих и детальных поисков и поисково-оценочных работах — в первую очередь в тех случаях, когда размещение полезных ископаемых определяется структурными факторами.

Как видно из содержания книги, авторы придают большую роль горизонтальным перемещениям в земной коре, что в известной мере согласуется с идеями новой глобальной тектоники. Тем не менее они далеки от того, чтобы считать район проведения крупномасштабных геологосъемочных работ всего лишь полигоном для приложения тех или иных геотектонических концепций, какими бы признанными и обоснованными они ни казались. Крупномасштабная геологическая съемка может дать неоценимые материалы для новых тектонических обобщений регионального и глобального характера. Поэтому к числу главных задач, стоящих перед геологом-съемщиком, относятся тщательная документация структурных форм и их сочетаний, критический анализ всего имеющегося материала и такое его описание в отчете (объяснительной записке), которое позволило бы судить о степени достоверности всех выдвигаемых положений относительно морфологии, механизма образования и возраста тектонических структур.

В составлении методического пособия участвовали В. Д. Вознесенский, В. Л. Курмилев, М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев, В. Ф. Николаев, Л. М. Плотников, Г. Г. Ге, К. П. Козловский, А. Н. Палицына, С. И. Стрельников (ВСЕГЕИ), Н. В. Горлов (ЛНИВЦ АН СССР), А. Н. Балашов и Ю. С. Шихин (Управление геологии Таджикской ССР), Л. Н. Розанов (ВНИГРИ).

Работа по оформлению рукописи к печати выполнена М. В. Винс, Т. К. Зариной, В. А. Папчинской, Е. К. Устиновым.

Авторы искренне благодарны Г. С. Поршнякову, Р. И. Соколову, М. А. Черноморскому, Н. Г. Власову, Ю. В. Миллеру, А. Л. Харитонову, А. Н. Берковскому, И. И. Кронидову, М. Г. Илаеву, которые прочитали рукопись или отдельные ее разделы и дали ряд полезных советов. глава

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В соответствии с известными представлениями [Муратов М. В., 1967; Цейслер В. М., 1979] верхняя часть континентальной земной коры может быть расчленена на несколько комплексов, различающихся по тектоническому стилю и обусловливающих в совокупности ярусное строение континентальной земной коры. В пределах древних платформ такими комплексами являются платформенный и комплекс основания (фундамента) древних платформ; в пределах фанерозойских складчатых областей, развитие которых завершилось образованием молодых платформ, выделяются платформенный комплекс, орогенный комплекс, геосинклинальный (собственно геосинклинальный) и комплекс основания (фундамента); в областях новейшего и древнего горообразования орогенный комплекс покоится непосредственно на комплексом.

1.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ЧЕХЛОВ

Платформенные чехлы отличаются весьма пологим, почти горизонтальным залеганием слоев. Среди платформенных структур наибольшее внимание привлекают замкнутые, ограниченные по площади, преимущественно положительные формы, служащие ловушками для нефти и газа. Их принято называть структурами ПІ порядка, локальными структурами или идиоморфными складками [Белоусов В. В., 1945 г.]. Они осложняют более крупные и пологие структуры, которые формируются в течение длительной геологической истории и контролируют распределение суши и моря, влияют на изменение фаций и состава пород.

Крупные структуры включают в себя элементы надпорядковые (синсклизы и антеклизы) и I порядка (впадины и своды) по общепринятой системе классификации. Разделение их по размерам на порядки условно. Эти структуры чаще прослеживаются по всем горизонтам осадочного чехла и по поверхности фундамента (хотя имеются и другие соотношения). Они характеризуются размерами (по длине и ширине) от первых сотен до 1000 км и более, амплитудами в сотни метров и наклоном крыльев до 1° (реже до 1° 30'). Одноименные положительные структуры часто сочленяются через седловины. Отрицательные и положительные структуры примерно соответствуют принятым в американской литературе понятиям «бассейны» и «своды».

Ведущими формами являются отрицательные структуры. Среди них различают изометричные структуры (округлые, овальные, угловатые) --- синеклизы, впадины и сильно удлиненные — прогибы. В разрезе изометричные структуры имеют мульдообразную форму с наклоном крыльев, измеряемым долями градуса. Прогибы отличаются несколько бо́льшим наклоном крыльев (до первых градусов). Отрицательные структуры образуются в процессе осадконакопления при неравномерном эпейрогеническом прогибании крупных частей платформ, т. е. являются конседиментационными.

Среди локальных структур резко доминируют положительные формы. Они располагаются на фоне более крупных структур, часто независимо от конфигурации их границ. Размеры локальных структур (в плане) варьируют от нескольких километров до нескольких десятков километров. Преобладают структуры площадью до первых сотен квадратных километров. Соответственно изменяются и их амплитуды — от нескольких десятков метров до 100 м и более. Углы падения на крыльях достигают 1—2°, реже больше. Обычно локальные структуры группируются в виде вытянутых цепочек поднятий. Такие группы поднятий или их комбинации принято называть валами (структурами II порядка).

По соотношению строения разных горизонтов разреза среди локальных структур осадочного чехла В. Д. Наливкин, Л. Н. Розанов и другие исследователи выделяют структуры: сквозные (как усиливающиеся, так и выполаживающиеся с глубиной), погребенные (выявленные по нижним горизонтам и отсутствующие в верхней части чехла), навешенные (отсутствующие в нижних горизонтах), дисгармоничные (с резким несоответствием в строении разных горизонтов разреза). Формы этих структур в плане округлые, овальные, удлиненные, а в разрезе — симметричные и асимметричные.

По преимущественному распространению различных морфологических типов структур молодые и древние платформы существенно различаются между собой. На молодых плитах преобладают сквозные и погребенные структурные формы, которые встречаются примерно в равных количествах. На древних плитах наряду со сквозными много навешенных структур. Последние чаще тяготеют к районам с увеличенной мощностью осадочного чехла, тогда как сквозные структуры болсе типичны для сводовых поднятий с неглубоким залеганием кристаллического фундамента. Часть локальных структур относится к типу дисгармоничных.

В расположении локальных структур отчетливо намечается связь с разрывными нарушениями. На древних платформах — в большей степени это касается Русской плиты, которая лучше изучена [Розанов Л. Н., 1963 г.], — разрывам фундамента соответствуют в осадочном чехле дислокации типа флексур. Эти флексуры представляют собой узкие, шириной в несколько километров, зоны относительно крутого наклона пород — от 5—10 до 30—35°. Амплитуда вертикального перемещения одноименных горизонтов на флексурах изменяется от нескольких десятков до сотен метров.

В ряде случаев в зонах флексур в осадочной толще бурением устанавливаются сбросы и обнаруживается повышенная трещиноватость пород.

Расположение разрывных нарушений и флексур показывает, что кристаллический фундамент в целом имеет глыбовое (чешуйчато-глыбовое) строение, а флексуры осадочной толщи отображают дифференцированные движения отдельных его частей. Переходы от крупных поднятий к впадинам часто имеют при этом ступснчатую форму. Подавляющее число наиболее контрастных локальных структур прнурочено к приподнятым крыльям флексур или к вершинам крупных сводов. Небольшие пологие структуры иногда прослеживаются и вдоль опущенных крыльев флексур. На моноклинальных склонах вне флексур локальные структуры встречаются редко и имеют небольшие размеры и амплитуды. В ряде случаев местоположение некоторых локальных структур, ограниченных флексурами, бывает сопряженным с участками локального прогибания в пределах соседней депрессии.

Поскольку приуроченность локальных структур к флексурам чехла на древних платформах является повсеместной, а сами флексуры отображают крупные разломы кристаллического фундамента, очевидно, что большинство локальных структур осадочного чехла являются приразрывными (приразломными) структурными формами. Их удлинение и ориентировка совпадают с простиранием флексур и разрывов в фундаменте. Наиболее удлиненные структуры (соотношение ширины и длины 1:3 и болес) чаще наблюдаются в краевых частях платформ, вблизи шовных зон разломов или складчатых систем. Например, для южной части Сибирской платформы наиболее характерны весьма протяженные узкпе антиклинали, складко-надвиги, складко-взбросы. Они разделяются участками с относительно спокойным залеганием пород, а при тесном сближении — синклинальными прогибами [Рязанов Г. В., 1973 г.].

На молодых эпигерцинских плитах — Скифской н Туранской преобладают удлиненные в субширотном направлении структуры. Изометрические структуры, число которых невелико, приурочены к участкам пересечения разломов. Для этих плит в целом характерно общее «решетчатое» строение, отвечающее сочетанию двух направлений разломов и флексур: субширотному и субмеридиональному, которые совпадают с главными направлениями планетарной трещиноватости. Согласно с ними располагаются и локальные структуры двух направлений. На Западно-Сибирской плите, по имеющимся данным [Особенности размещения..., 1974], линейные структуры также наиболее развиты в районах распространения разрывных нарушений, а изометричные структуры — в местах пересечения разрывов.



Рис. 1. Солянокупольные структуры восточной части Прикаспийской синеклизы [по Деревягину В. С. и др., 1981 г.].

1 — граница синеклизы; 2 — контуры соляных куполов.

но. Они выявлены даже на обширных плоских участках плит. Их число резко увеличивается в окраинных раздробленных частях платформ, в авлакогенах, в районах проявления магматизма. Вместе с тем следует отметить, что локальные структуры ассоциируются не с любыми разломами. Их очень мало вдоль разломов, связанных с проседанием крупных фрагментов земной коры. Местам их массового проявления отвечают приподнятые блоки фундамента. Большое число мелких структур обусловлено проявлением солянокупольной тектоники, как правило, в пределах отрицательных структур. При совмещении в пространстве солянокупольных областей и зон разломов интенсивность этого процесса знацительно возрастает. Крупные изометричные купола дробятся на ряд мелких, начинают преобладать сильно удлиненные линзовидные и клиновидные тела. Многие из них размещаются в виде цепочек вдоль продольных разломов.

1.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОРОГЕННОГО И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Эту группу тектонических структур составляют структуры, образующие геосинклинальный и молассовый (орогенный) комплексы фанерозойских складчато-глыбовых областей и орогенный комплекс в фанерозойских глыбовых областях повторного горообразования. В складчато-глыбовых областях, завершивших свою консолидацию в палеозое или в мезозое, тектонические структуры орогенного и геосинклинального комплексов представляют собой фундамент молодых платформ — их цоколь, полностью или фрагментарно перекрытый платформенным чехлом. Орогенный и геосинклинальный комплексы альпийских складчато-глыбовых областей, так же как и орогенный комплекс областей повторного орогенеза, не имеют платформенного чехла. Они широкими полями выходят непосредственно на дневную поверхность и образуют первый и второй (считая от дневной поверхности) структурные этажи литосферы.

1.2.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОРОГЕННОГО КОМПЛЕКСА

В отличне от платформенных чехлов, которые характеризуются горизонтальным или почти горизонтальным практически ненарушенным залеганием пород, орогенные комплексы могут быть отнесены к категорин складчатых комплексов, хотя складчатость в них проявлена неравномерно и не отличается интенсивностью, а в отдельных зонах выражена настолько слабо, что структура сохраняет облик платформенной.

По Ж. Обуэну, орогенный комплекс локализуется в молассовых прогибах — передовых (краевых), внутренних или тыльных, —

Своеобразный тип дислокаций, именуемый «соляной (солянокупольной) тектоникой», свойствен платформенным областям, в разрезе которых содержатся мощные соленосные толщи. Эмбриональные проявления соляной тектоники выражаются в изменении первоначальной мощности слоев соли с образованием соляных подушек. С развитием интенсивности этого процесса формируются многочисленные соляные купола округлой или овальной формы и разрывные нарушения неглубокого заложения. Некоторые из куполов достигают гигантских размеров, составляя 100 км в поперечнике. Кровля соляных куполов обычно нарушена грабенами. По периферии купола нередко сопровождаются компенсационными синклиналями, а на глубине переходят в штоки, которые в свою очередь на более низких горизонтах посредством узких перемычек сливаются в протяженные гряды. В промежутках между грядами соль оказывается полностью выжатой. В итоге верхняя часть разреза солянокупольных областей оказывается интенсивно дислоцированной (рис. 1), в то время как подсолевые горизонты сохраняют свое первоначальное субгоризонтальное залегание.

Суммируя вышесказанное, можно констатировать, что тектонические структуры платформенных чехлов представлены несколькими тектоническими типами. Наибольшее значение для формирования мощных осадочных толщ имеют крупные конседиментационные структуры длительного развития. Однако для крупномасштабного геологического картирования более существенно наличие многочисленных структур III порядка и выше, число и размеры которых находятся в прямой зависимости от степени тектонической нарушенности платформ. Глубоким бурением установлено, что разрывные нарушения на платформах распространены повсеместзалегая несогласно на более древних образованиях. Разрез комплекса представлен мощной толщей морских, озерных и континентальных осадков, причем для прогибов альпийского цикла характерна моласса. а для герцинских прогибов паралические угленосные отложения. Тектонические деформации орогенного комплекса умеренные, несравнимые с деформациями в собственно геосинклинальном комплексе [Обуэн Ж., 1967 г.]. Несколько уточняя это определение, можно охарактеризовать орогенный комплекс как парагенезис умеренно дислоцированных молассовых, вулканогенно-молассовых и вулканогенных формаций, слагающих верхний структурный этаж подвижной области.

Наиболее крупные структуры орогенного комплекса — межгорные и предгорные прогибы и впадины — являются структурными формами, сохранившимися в современной тектонической структуре без существенных изменений со времени своего возникновения. К их числу относятся межгорные и предгорные впадины в палеозондах Урало-Монгольского и мезозоидах Монголо-Охотского поясов, прогибы, образовавшиеся на границе складчатой области и платформы (Предуральский, Приверхоянский, Прикарпатский краевые прогибы), и неотектонические впадины Средней и Центральной Азии и Байкало-Охотской зоны. Для всех этих отрицательных тектонических структур, несмотря на различие их по размерам, степени унаследованности структур подстилающих комплексов и положению внутри складчатой области, характерна связь с разделяющими или обрамляющими их сводово-глыбовыми поднятиями в виде современных горных хребтов или палеохребтов, воздымание и разрушение которых и явилось причиной накопления мощных молассовых и молассоидных толщ в межгорных и предгорных проғибах.

Главной особенностью тектонической структуры орогенного комплекса является тесная, выраженная более резко, нежели в платформенных чехлах, связь с глыбовой (чешуйчато-глыбовой) структурой подстилающих образований. Размеры и очертания прогибов и впадин, мощность развитых в них отложений, распределение частных структурных форм (горст-антиклиналей, грабен-синклинамей, брахиформных складок, флексур), резкие перепады мощности при переходе от одной частной структурной формы к другой, усложнение структуры в краевых зонах прогибов и впадин и во внутренних их частях пад тектоническими швами — все эти явления рассматриваются обычно как результат неодинаковых по амилитуде движений блоков (чешуй).

Размерами и очертаниями крупных блоков доорогенного цоколя, ограниченных разломами глубокого заложения, определяются размеры и форма прогибов и впадин. Под прогибами обычно полразумеваются удлиненные в плане тектонические структуры протяженностью в десятки, иногда в сотни километров и шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров. Впадины имеют неправильные, нередко приближающиеся к изометричным, плавные или угловатые очертания. Поперечные их размеры — десятки и первые сотни километров. Для прогибов характерна асимметрия поперечного профиля, что выражается в изменении мощности орогенного комплекса, выполняющего прогиб, и соответственно глубине залегания доорогенного цоколя на противоположных краях прогиба. Такого же рода асимметрия свойственна и впадинам, хотя закономерности изменения мощности орогенного комплекса в этом случае менее отчетливы.

В болышинстве орогенных прогибов и впадин выявляется усложнение тектонической структуры с глубиной по мере перехода от более молодых толщ к более древним, что дает основание выделять в орогенном комплексе прогиба (впадины) ряд структурных подъярусов. В низах орогенного комплекса влияние глыбовочешуйчатой структуры доорогенного фундамента оказывается более сильным, что выражается в широком развитии горст-антиклиналей и грабен-синклиналей удлиненной и неправильной формы, протяженностью до нескольких десятков километров. Глыбовые структуры основания в верхних частях разреза выглядят, как отраженные складки: грабен-синклиналь в верхнем подъярусе выражена брахисинклиналью, мульдой или впадиной, горст-антиклиналь — брахиантиклиналью, поднятием. Снизу вверх по разрезу угловатые профили складок сменяются плавными, сокращается число флексур.

В орогенных комплексах, нацело сложенных осадочными образованиями, или же на отдельных интервалах разреза орогенного комплекса, сложенных осадочными толщами, следует выделять два историко-генетических типа глыбовых складок — глыбовые складки облекания (конседиментационные) и глыбовые отраженные (штамповые) складки [Голубовский В. А., 1971 г.]. Складки первого типа аналогичны конседиментационным складкам платформенных чехлов, но в отличие от них эти складки оказываются переработанными и могут быть выявлены лишь при достаточно детальных литолого-фациальных исследованиях. Согласно В. А. Голубовскому, более характерны для орогенного комплекса складки второго типа — глыбовые отраженные, образующиеся при воздействии вертикально перемещающихся блоков на уже сформировавшийся чехол.

Такие же категории складчато-глыбовых форм — конседиментационные и постконседиментационные — выделяются в тех случаях, когда весь орогенный комплекс или его часть представлена вулкано-плутоническими образованиями [Щерба И. Г., 1973 г.; Моссаковский А. А., 1975 г.]. Вулканогенные толщи, пронизанные телами субвулканических и гипабиссальных интрузий, в виде бронирующих покровов залегают в краевых частях глыбовых поднятий на подстилающем орогенный комплекс цоколе, переходя отсюда в краевые и далее во внутренние части прогибов и впадин и составляя здесь жесткий каркас орогенного комплекса. Например, в Северо-Балхашской впадине конседиментационными тектоническими формами являются изометрические структуры с поперечником 30—50 км. Во всех этих структурах, которые могут рассматриваться как Вулкано-тектонические депрессии, выделяются центральная округлая мульда, окраинная полукольцевая синклиналь и разделяющий их полукольцевой вал. Их сочленение с окружающими поднятиями ступенчатое, такое же ступенчатое строение характерно и для центральных частей депрессий. Магмоподводящие разломы контролируются размещением субвулканических тел, а жерловая форма их в плане кольцевая, полукольцевая или линейная. По кинематическому типу все эти разломы относятся к раздвигам, они не выходят за пределы вулкано-тектонических депрессий и согласуются с их очертаниями.

Наряду с конседиментационными структурами в вулкано-плутонических образованиях орогенных комплексов всегда удается обнаружить более поздние структурные формы — преимущественно разрывы, морфология которых разнообразна и зависит в значительной степени от положения разрыва в региональном поле напряжений.

Крутизна залегания поверхностей напластования в породах орогенного комплекса в общем случае возрастает с глубиной. В верхних структурных подъярусах условия залегания пород нередко близки к платформенным (углы наклона слоистости не превышают 10-15°), в нижних подъярусах они могут увеличиваться до 20—30°, хотя эти цифры обычно характеризуют наклон крыльев частных, относительно небольших складок, в то время как зеркало складок имеет гораздо более пологое залегание. Примерно так же изменяются углы наклона слоистости в направлении от центра прогиба (впадины) к ее краям, что связано с переходом ко все более низким горизонтам орогенного комплекса. Однако известны случаи, когда именно краевые части впадин (вулкано-тектонических депрессий) отличаются крайне пологим, почти горизонтальным залеганием пластов, а участки с крутым (до 50-70°) залеганием располагаются ближе к центру впадины, в пределах смыкающих (круто наклоненных) крыльев флексур. Флексуры вообще характерны для орогенных комплексов. Обычно указывается на связь их с разрывами, выявленными в доорогенном цоколе. Описаны многочисленные примеры перехода флексур в разрывы, разделяющие тектонические блоки (рис. 2). Флексуры являются одной из разновидностей приразломных или шовных складок, среди которых В. М. Цейслером [1965 г.] выделяются шовные антиклинали, шовные (щелевые) синклинали и флексуры. Шовные антиклинали, в свою очередь, разделяются на рубцовые и клиньевые антиклинали. Из них наиболее известны [Резвой Д. П., 1954 г.] рубцовые антиклинали.

В геологической литературе широко распространены представления о происхождении глыбовой складчатости орогенного комплекса в результате вертикального перемещения блоков фундамента и непосредственного воздействия этих блоков на пологолежащие толщи. Линии тектонических разрывов, ограничивающих блоки фундамента и проникающих в орогенный комплекс, обычно изображаются на геологических разрезах вертикальными или круто



Рис. 2. Орогенные структуры северной части Джезказганского рудного района. По Ю. А. Зайцеву и книге «Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района» [1975 г.], упрощено.

Показаны некоторые флексуры по границам отраженных алтиклинальных и синклинальных кладок. I-II - толщи осадочных пород: I-2 - пермского возраста, 3-4 - позднеи среднекаменноугольного возраста, 5-II - раннекаменноугольного возраста; I2 - разрывные нарушения; I3 - элементы залегання слоистости.

наклоненными. Такие субвертикальные разрывы рисуются уходящими на глубину на многие километры, хотя непосредственные наблюдения, подтверждающие крутое залегание поверхностей сместителей, относятся, как правило, только к приповерхностной части орогенного комплекса. Накопившиеся за последние годы материалы и прежде всего результаты глубокого бурения позволяют сомневаться в правильности традиционного подхода к образо-



рифогенны 9 — сквал

E l

мергели; б предполагаем

доломиты, b = nÅ.

ž

[Камалегдинов известняки, д а -- достоверн

прогиба

Предуральского

впадины

Бельской

структура

ŝ

HIDHTEI:

19

лесчаники; 4 (б): 8 - стра

свролиты; 3 --ьный падвиг

аргиллиты, ал (a), фронтал

пески; 2 — а Чешуйчатая

глыбовой (промежуточванию ной) складчатости в орогенном комплексе. В формировании структуры комплекса все более очевидной становится роль крупных горизонтальных перемещений. $\Pi \phi$ М. А. Камалетдинову и Ю. В. Казанцеву [1977], типичные молассовые краевые прогибы — Предуральский. Предальпийский, Предкарпатский — имеют чешуйчато-надвиговое строение. Главными структурными элементами прогибов являются поверхности надвигов, разделяющие молассовый комплекс прогибов на ряд надвинутых одна на другую тектонических пластин (рис. 3). Надвигание происходит в сторону внешнего края прогиба. Относительная и абсолютная амплитуды перемещения тектонических пластин уменьшаются в этом же направлении. Во всех тектонических пластинах (чешуях) более интенсивнодислоцированными оказываются фронтальные зоны, где располагаются линейно вытянутые складки, клиньевые блоки, флексуры, морфология которых контролируется надвигами; на удалении от фронтальных зон, в тыловых частях тектонических пластин, породы орогенного комплекса обычно характеризуются моноклинальным залеганием или же участвуют в строении куполовидных субплатформенных структур. На основе анализа тектониче-

ской структуры Предуральского прогиба М. А. Камалетдинов [1974] пришел к заключению о длительном унаследованном развитии надвигов, обусловившем унаследованное формирование антиклинальных складок краевых прогибов. Им сформулирован вывод о возникновении складчатой структуры в результате смятия и коробления аллохтонных пластин в процессе их шарьирования. При таком подходе отраженные (глыбовые) складки должны рассматриваться как результат перемещений вдоль пологих длительно существующих тектонических поверхностей, зарождающихся в доорогенном цоколе (или на границе цоколя с орогенным комплексом) и активно развивающихся в самом орогенном комплексе. Роль крутопадающих разрывов, и в частности долгоживущих, сводится к минимуму: крутонаклоненными оказываются, как правило, лишь небольшие интервалы надвиговых нарушений.

1.2.2. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО комплекса

Геосинклинальным, или главным геосинклинальным, комплексом обычно называют структурно-вещественный комплекс, характеризующий начальные, ранние и средние этапы подвижного пояса — до времени превращения его в область с орогенным режимом осадконакопления. В состав комплекса входят формации эвгеосинклинального ряда, включающие офиолитовую ассоциацию с типичными для нее диабазами и ультрабазитами, и формации миотеосинклинального ряда, представленные главным образом карбопатными и мелкообломочными терригенными толщами. Зоны развития геосинклинального комплекса в общем отвечают по своему местоположению первичным (эвгеосинклинальным) и вторичным (миогеосинклинальным) прогибам геосинклинальных областей, хотя и классической геосинклинальной теорией, и особенно кониспиней новой глобальной тектоники допускается аллохтонное залегание комплекса (или его фрагментов) вне непосредственной связи с некогда существовавшими зонами интенсивного прогибания.

На дневной поверхности полосы развития геосинклинального комплекса -- чаще всего прямолинейные или дугообразные зоны альпинотипной складчатости — отделяют межгорные прогибы от выступов фундамента или же обрамляют эти выступы. Протяженность таких зон измеряется, как правило, многими сотнями километров, ширина их не превышает обычно нескольких десятков километров.

В тектонической структуре геосинклинально-складчатой обла-«ти геосинклинальный комплекс занимает промежуточное положение между орогенным комплексом и комплексом основания (фундамента) геосинклинальной области. Верхняя граница геосинклинального структурно-вещественного комплекса достаточно четко отмечается сменой состава отложений (мелкообломочные отложения сменяются молассовыми), во многих случаях -- поверхностью несогласия и упрощением стиля складчатых дислокаций. При проведении нижней границы того же комплекса необходимо опираться прежде всего на анализ формационного ряда, так как по характеру дислокаций геосинклинальный комплекс может быть неотличим от комплекса фундамента, что связано с персработкой фундамента в процессе формирования структуры геосинклинального комплекса и приспособления его к этой структуре.

Вместе с комплексом основания геосинклинальной области геосинклинальный комплекс слагает антиклинальные поднятия (сводовые поднятия, мегаантиклинории) — положительные структуры орогенного этапа развития геосинклинальной области, формирующиеся в условиях орогенного режима. Сравнительно простые очертания антиклинальных поднятий придают им сходство с орогенными прогибами и впадинами, однако внутреннее их строение и, в частности, строение зон, где распространен геосинклинальный комплекс, несравненно сложнее строения прогибов и впадин.

Наиболее характерными структурами геосинклинального комплекса являются покровные либо чешуйчатые структуры. В детально изученной Альпийско-Средиземноморской области среди альпийских складчатых сооружений (образовавшихся в значительной мере за счет эв- и миогеосинклинальных комплексов) выделены [Тектоника Европы. ., 1978] три основных категории тектонических структур.

1. Покровные структуры, образованные наложенными друг на друга и надвинутыми на форланд платформ покровами, которые могут происходить из разных зон (внешних — Гельветско-Бриансонского типа, внутренних — Пеннинского типа, тыльных – Австро-Альпийского типа) и вследствие этого нередко различаются характером разреза, структурой и возрастом деформаций.

2. Покровные структуры с шарьяжами ограниченной амплитуды и двусторонней (а не односторонней, как в предылущей категории) вергентностью.

3. Чешуйчатые структуры с широким развитием крутых надвигов.

В настоящее время большинство исследователей не видит необходимости в резком противопоставлении эвгеосинклинальных и многсосинклинальных зон. И в формационном, и в структурном отношении между этими зонами все чаще выявляются постепенные переходы, а крупные горизонтальные перемещения перетасовываюг эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные комплексы подобно картам в карточной колоде.

Достаточно типичной многеосинклинальной зоной является Лемвинская зона Полярного Урала, протягивающаяся по западному его склону на расстоянии около 250 км. Строение этой зоны, сложенной в основном сланцевыми толщами палеозоя, расшифровано К. Г. Войновским-Кригером, которому и принадлежит ее яркое описание: «Геологическая карта Лемвинской зоны любого масштаба поражает своим незакономерным лоскутным характером, в нее трудно вложить структурное содержание. Расположение линз, полос и пятен отдельных свит лишено какой-либо правильности. Никакие крупные складчатые структуры (антиклинали, синклинали) не вырисовываются. Как правило, геологические профили, полученные на сближенных речных артериях, идущих вкрест простирания, очень плохо или вовсе не увязываются друг с цругом. Свиты различного возраста сменяют друг друга в разрезах вкрест простирания большей частью вне зависимости от стратиграфической последовательности; среди обширных полей более молодых свит нередко неожиданно появляются гораздо более древние и, наоборот, среди древних — пятна молодых» [Войновский-Кригер К. Г., 1966].

Общие особенности строения зоны, выдержанные на огромной площади (около 6000 км²), одностороннее падение пород, наличие участков с несомненным чешуйчатым строением, надвиги, наблюдаемые непосредственно в обнажениях, немногочисленность нормальных стратиграфических контактов и участков с нормальной стратиграфической последовательностью отложений позволили К. Г. Войновскому-Кригеру [1967 г.] рассматривать тектоническую структуру зоны как чешуйчато-надвиговую, выделяя в ней три типа чешуйчатых структур: 1) небольшие чешуи, разделенные крутыми взбросами, охватывающие небольшую, многократно повторяющуюся во всех чешуях пачку пород; 2) крупные чешуи, разделенные более пологими поверхностями надвигов; каждая чешуя в этом случае сложена отдельной сильно смятой свитой; 3) особенно крупные чешуи, охватывающие две-три свиты и протягивающиеся на многие километры. В этой же зоне выделены структуры протыкания — прорезанные, или перфорационные, псевдоантиклинали, возникшие при более интенсивном продвижении вверх отдельных чешуй, в результате чего на дневной поверхности появились древние образования, как бы протыкающие окружающие образования.

Наиболее крупные чешуи протягиваются на многие километры в длину при ширине в несколько километров. Горизонтальное передвижение надвиговых пластин достигает 5—7 км. Для всех чешуй характерны складки, в том числе изоклинальные, размером от единиц до нескольких десятков метров.

Чешуйчатая структура типичной эвгеосинклинальной зоны может быть показана на примере Сакмарской зоны Урала. Согласно представлениям А. А. Абдулина, А. В. Авдеева, Н. С. Сеитова [1977], развитый в этой зоне эвгеосинклинальный комплекс нижнего-среднего палеозоя представлен системой покровов и тектонических пластин, разделенных пологими разрывами. Выделяются пластины, сложенные базальтоидами, базальтондами и габброидами, брекчированными базальто-диабазами с протрузивными телами габбровых брекчий, амфиболитов, амфиболитовых брекчий и серпентинитов, пластины, сложенные преимущественно туффитами, покровы сакмарских кремней. Обычная длина пластин - несколько десятков километров, ширина, как правило, не превышает нескольких километров, мощность измеряется десятками метров. Границы пластин часто отмечены брекчиями, катаклазитами, милонитами. Среди брекчий более характерны полимиктовые разности, состоящие из обломков и глыб фтанитов, туффитов, песчаников. Катаклазиты и милониты развиты рядом с брекчиями, иногда по самим брекчиям, и имеют вид сливных пород с неясной струйчатостью, внешне сходных с игнимбритами или песчаниками, либо филлитовидных пород с хорошо выраженной сланцеватостью. Во фронтальных частях передовых шарьяжей Сакмарской зоны развиты макробрекчии, содержащие породы всех разновидностей ордовикских, силурийских и девонских образований.

Многие типы покровных брекчий в передовых покровах подстилаются, цементируются и покрываются серпентинитовым меланжем — будинированными, первоначально интрузивными ультрабазитами, включающими глыбы и блоки габбро, амфиболитов и плагиогранитов. Но во внутренней части зоны состав покровных макро- и микробрекчий становится более простым, а роль серпентинптового цемента снижается.

Тектоническая структура каждого покрова (пластины) достаточно своеобразна, но чаще всего это система крутонаклоненных либо пологонаклоненных (вплоть до лежачих) сжатых складок, осложненных продольными разрывами. В зависимости от литологических особенностей пород стиль структуры определяют либо крупные (с амплитудой в десятки и сотни метров), либо мелкие (дециметровые и метровые) складчатые формы. Монотонная толща базальто-диабазов деформируется путем расчленения на крупные макробудины с заполнением межбудинного пространства маловязкими серпентинитами.

Особое место в Сакмарской зоне занимают Кимперсайский и Хабарнинский массивы габброидов и ультрамафитов, входящих вместе с силурийскими базальто-диабазами и субвулканическими габбро-диабазами в общую вулкано-плутоническую ассоциацию океанического типа. Тектонические структуры этих массивов определены как перфоантиклинально-диапировые. Они представлены антиклинальными и диапир-антиклинальными зонами протяженностью в десятки километров при ширине от первых сотен метров до 2-4 км либо узкими (200-400 м) протрузивными антиклинальными гребнями, между которыми располагаются «синклинальные» клинья, сходные с трещинными синклиналями в базитах. Общая тектоническая структура этой зоны, традиционно считающейся типичной эвгеосинклинальной, определена как асимметричный аномальный синклинорий (с грубовидным гипербазитовым антиклинальным ядром), образовавшийся при сжатии рифтовой зоны в эпоху сближения Орь-Илекского микроконтинента с Русской платформой [Абдулин А. А. и др., 1977].

По мере обобщения материалов, полученных при детальном изучении фанерозойских геосинклинальных комплексов различных регионов, выясняется, что развитие структуры этих комплексов складывается из ряда последовательных, закономерно сменяющих друг друга эпизодов, с каждым из которых связаны разрывы определенного типа. В полициклических геосинклинальных областях закономерное повторение эпизодов разрывообразования устанавливается и в каждом отдельном геосинклинальном прогибе. Согласно Г. С. Поршиякову [1973], в каждом таком прогибе разрывы формируются в одной и той же последовательности. Вначале -

конседиментационные разрывы, выраженные линиями резкого изменения мощностей отложений, зонами развития вулканогенных фаций, цепочками интрузивных тел. Затем пластовые надвиги и шарьяжи, начинающие складкообразование и прерывающие осадконакопление. Для них характерно почти согласное положение пластов автохтона, аллохтона и разделяющей их поверхности скольжения. Эти разрывы определяют развитие покровных комплексов с перекрывающими друг друга, позднее совместно смятыми покровами при амплитуде перекрытия в десятки километров. Позднее образуются секущие взбросы и надвиги, обычно сопровождающие и завершающие складчатость. К последней фазе разрывообразования относится возникновение крутопадающих разрывов, завершающих складчатость, и послескладчатых взбросов, сдвигов и раздвигов. Роль разрывов каждой группы будет различной в различных по времени заложения прогибах одной и той же подвижной области. Пластовые надвиги и шарьяжи особенно характерны для ранних эвгеосинклинального типа прогибов, а роль крутопадающих послескладчатых разрывов возрастает в более молодых миогеосинклинальных зонах.

Судя по всему, геосинклинальным комплексам в значительно большей степени, чем орогенным, свойственно чешуйчато-надвиговое строение, причем амплитуды шарьяжных перемещений оказываются весьма значительными. Это комплексы тектонических пластин, обычно в той или иной степени деформированных, разбитых крутопадающими, различным образом ориентированными разрывами на тектонические блоки различной величины и формы (рис. 4, 5). Интенсивность складчатости может меняться в геосинклинальных комплексах от места к месту, что связано, в частности, с первоначальными различиями стиля складчатости во фронтальной и тыльной частях тектонических пластин и развитием приразрывной складчатости вблизи поздних крутопадающих разрывов. Одним из выражений крупнейших горизонтальных перемещений блоков-чешуй, сложенных геосинклинальными комплексами, являются зоны смятия. В орогенных комплексах они имеют сугубо локальное развитие. На площади развития геосинклинальных комплексов эти зоны характеризуются при ограниченной (обычно до 10-20 км) ширине огромной, в несколько сотен киломстров, протяженностью, во многом определяя структурную неоднородность обширных геосинклинально-складчатых зон.

1.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КОМПЛЕКСА ОСНОВАНИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Фундаментом, или комплексом основания, складчатой обла-Сти припято называть ее пижний, наиболее древний структурный комплекс, выше которого последовательно располагаются главный геосинклинальный и орогенный (молассовый) комплексы, в свою

19

2*





Рис. 6. Схема строения Макбальского выступа [по Медведевой И. Е., 1959 г.]. *I* — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — каменноугольные отложения; 4 — ордовикские отложения; 5 — синийские образования; 6—11 — верхнепротерозойские отложения: 6 — кенкольская серия, 7 — свита филлитов, 8 — свита слюдяных сланцев и мраморов, 9 — верхняя свита гранатос-людяных сланцев, 10 — свита карцитов, 11 — инжияя свита гранатово-слюдяных сланцев; 12 — послеордовикские гранитоиды; 13 — синийские гаобро-диориты; 14 — верхнепротерозойские гиейсо-граниты; 15 — геологические границы; *a* — согласные, 6 — трансгрессивные; 16 — разрывные нарушения; 17 — залегание слоистости пород.

очередь перекрытые породами платформенного чехла [Муратов М. В., 1965 г.]. В тех районах, где платформенный чехол уничтожен и эрозией достаточно глубоко вскрыты породы фундамента, на дневной поверхности вырисовываются массивы — выступы фундамента (комплекса основания), окруженные полями развития главного геосинклинального и молассового комплексов. Наиболее крупные из таких выступов являются, наряду со складчатыми системами, основными структурными элементами фанерозойских полвижных поясов и чаще всего именуются срединными массивами; более мелкие выступы, выделяющиеся в виде ядер внутри складчатых систем и зон, называют центральными массивами, интрагеоантиклиналями или интрагсоантиклинальными поднятиями. В современной тектонической структуре выступы фундамента могут быть однородными по строению и состоять из одного только комплекса основания (рис. 6), но обычно представлены мозанкой тектонических блоков, среди которых кроме блоков, сложенных комплексом основания, имеются блоки главного геосинклинального и молассового комплексов (рис. 7). Формирование блоковой структуры выступов завершалось, по-видимому, в заключительные этапы эволюции складчатой области, но современный облик вы-



Рис. 7. Тектоническая структура Атасу-Моинтинского выступа.

1 — пермские граниты; 2 — средне-верхнекаменноугольные гранитоиды; 3 — нижнекаменноугольные гранитоиды; 4 — карбонатные и терригенные толщи позднедевонского и раннекаменноугольного возраста; 5 — вулканогенные толщи среднего—верхнего девона; 6 среднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 8 — яимовосреднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 8 — яимовосреднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 8 — яимовосреднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 8 — яимовосреднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 8 — яимовосреднедевонская моласса; 7 — нижне- и среднедевонские терригенные толщи; 7 — палеозовские серпентиниты и габборонды; 12 — карбонатный комплекс верхнего доверхнеордовикские серпентиниты и габборонды; 12 — карбонатный комплекс верхнего доверхнеого возраста (в зоне обрамления); 10 — верхнеордовикские сверхнего доверхнеордовикские серпентиниты и габборонды; 12 — карбонатный комплекс верхнего доверхнеордовикские серпентиниты и габоронды; 12 — карбонатный; 14-16 — верхнепорозойские толщи: 14 — порфироидые, 15 — кварцитовые, 16 — сланцевые; 17 — палеозойские вуяканические центры; 18 — стратиграфические и интрузивные контакты; 19 — линии структурных несогласий; 20 — зоны дислокационьсого метаморфизма; 21 — сбросы; 22 — сдвиги; 23 взбросы и надвиги; 24 — залсгание слоистости пород.

ступы могли получить в антропогене. В частности, хорошо изученные выступы в каледонидах, герцинидах и альпидах Европы связаны с зонами плейстоценовых поднятий [Руттен М. Г., 1972].

Выступы комплекса основания известны во всех фанерозойских складчатых областях, лишенных мощного платформенного чехла Форма их в плане обычно вытянутая, согласная с простиранием окаймляющих складчатых зон, реже неправильная или изометричная. Протяженность вытянутых сигаровидных выступов может достигать 600 км при ширинс около 50 км, что наблюдается, папример, в Аппалачах; изометрические выступы (Кокчетавский, Сангиленский) имеют поперечник порядка 100—150 км. Многие другие массивы характеризуются меньшими размерами, однако всякий раз нужно считаться с тем, что, возможно, видна только «вершина айсберга» и при небольшом увеличении глубины эрозионного среза площадь массива значительно расширится. Суммарная площаль, занятая комплексом основания, может составлять до 5— 10 % от общей площади геосинклинальной складчатой области.

1.3.1. ПРИРОДА ВЫСТУПОВ ОСНОВАНИЯ

Выступы фундамента фанерозойских геосинклинальных складчатых областей нередко называют срединными массивами, вкладывая в этот термин представление об устойчивости, стабильности выступов в процессе геосинклинального развития, хотя палеогеографические и палеотектонические доказательства именно такого режима массивов, как правило, бывают не вполне безупречными. В настоящее время во взглядах на природу срединных массивов произошли заметные изменения. Многие из таких массивов рассматриваются теперь как фрагменты кристаллического основания, преобразованного, вовлеченного в складчатые структуры, существенно деформированного, раздробленного и перемещенного [Муратов М. В., Яншин А. Л., 1976].

В советской геологической литературе такая точка зрения наиболее последовательно развита в работе А. А. Белова, А. Л. Книппера и С. В. Руженцева [1976] на примере гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. По мнению этих геологов, цоколь (комплекс основания) альпийского покровно-складчатого сооружения представлен целым рядом гранито-гнейсовых блоков, которые нередко рассматриваются как срединные массивы, но, скорее всего, являются гигантскими аллохтонными пластинами, залегающими среди пластин, сложенных более молодыми (собственно геосинклинальными и орогенными) образованиями альпид. К числу типичных аллохтонных массивов могут быть отнесены массивы Восточных Альп, Мармарошский массив Восточных Карпат, Пелагонийский массив в Динаридах, Битлисский массив в Восточном Тавре.

В Восточных Альпах покровные соотношения видны особенно отчетливо; кристаллические массы цоколя, состоящие главным образом из биотитовых плагиогнейсов, сильно затронутых процессами милонитизации и катаклаза, слагают самую верхнюю серию покровов, перекрывающую и гельветскую, и пеннинскую серии. Время формирования восточно-альпийских покровов — конец раннего мела — средний миоцен. Мармарошский массив, состоящий из докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев, представляет собой аллохтонную сиалическую массу, разделенную на ряд чешуй и надвигавшуюся — с конца раннего мела до олигоцена на флишевый прогиб Внешних Карпат. Гигантской тектонической пластиной является и Пелагонийский массив. В домеловое время слагающие его образования — интенсивно дислоцированные гнейсы и кристаллические сланцы докембрия — принадлежали к Македоно-Родопскому массиву. Отрыв пластины приходится на конец юры — начало мела. В течение мелового периода гнейсы и сланцы совместно с офиолитами субпелагонийской зоны оказались надвинутыми на миогеосинклинальные разрезы Внешних Динарид.

Еще более грандиозна аллохтонная пластина Битлис, в составе которой широко представлены гнейсы и кристаллические сланцы докембрия (?). Вместе с другими тектоническими покровами, сложенными мезо-кайнозойскими породами, Битлисская пластина залегает на платформенных (палеозойских—мезозойских) отложениях Аравийской платформы. Процесс шарьирования связывается с двумя крупными тектоническими фазами — позднемеловой и плиоценовой.

Некоторые массивы Альпийской складчатой области А. А. Белов, А. Л. Книппер и С. В. Руженцев относят к категории автохтонных (параавтохтонных), подчеркивая, что и в этом случае массивы испытали сильные внутренние дислокации. Например, массив Юго-Западного Памира (Бадахшанский) выделяется как автохтонный из-за отсутствия данных о залегании его на более молодых отложениях. Однако его докембрийский цоколь представляется расслоенным на огромные, смещенные относительно друг друга пластины, разграниченные мощными зонами катаклазитов и милонитов, что может свидетельствовать об активном латеральном смещении масс горных пород, подобных тем, что установлены в аллохтонных массивах. В Македоно-Родопском массиве, долгое время считавшемся типичным срединным, также найдены докембрийские образования в аллохтонном залегании. Поэтому и Бадахшанский, и Македоно-Родопский, и другие типично автохтонные массивы могут рассматриваться теперь как обломки краевой части Мезотетиса, вмещенные в его геосинклинальные образования на поздних этапах развития Альпийской складчатой области.

Выступы фундамента, развитые в пределах палеозойских складчатых областей, не имеют ясных признаков аллохтонного залегания. В то же время дугообразная форма границ выступов, случаи сочленения по этим границам разнотипных одновозрастных формационных зон и присутствие продуктов дислокационного метаморфизма могут указывать на частичный срыв массивоввыступов со своих корней. Перемещение древних комплексов по молодым в отдельных случаях отражено сериями мелких чешуй, последовательно надвинутых на породы складчатого обрамления.

1.3.2. ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВЫСТУПОВ ОСНОВАНИЯ

Особенности тектонической структуры выступов фундамента нагляднее всего вырисовываются в монолитных выступах, нацело сложенных комплексом основания. В остальных случаях, когда в

пределы выступа попадают участки развития главного геосинклинального и молассового комплексов, приходится реконструировать эту структуру, «снимая» с нее по возможности молодые структурные элементы. После проведения такой операции выступ может рассматриваться как ядро антиклинория, обрамленного синклинорными зонами, которые сложены главным геосинклинальным комплексом.

Для структуры выступов характерны следующие основные особенности.

1. Субпараллельное расположение складчатых зон, обычно плавная дугообразная, вплоть до замкнутой овальной, их форма, сочетание более пологих крупных и более крутых мелких изгибов.

2. Обилие соскладчатых разрывов — надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов и сдвигов, в общем согласных с простиранием складчатых зон.

3. Сочетание по меньшей мере двух разновозрастных систем складок, одна из которых является переработанной и в силу этого сохраняется фрагментарно, а другая — наложенной.

4. Широкое развитие сланцеватости и кливажа. Обычно наблюдается 1-я (ранняя) сланцеватость и 2-я (поздняя) сланцеватость (кливаж), сопряженные со складками ранней и поздней систем.

На одном из хорошо изученных выступов — Атасу-Моинтинском — все перечисленные особенности тектонической структуры видны вполне отчетливо. Хорошо заметны дугообразность складчатых зон (рис. 7, 8), разрывные нарушения, согласные с простиранием толщ (рис. 7), сочетание складок и поверхностей сланцеватости двух направлений.

Дугообразный рисунок складчатых зон отчетливо заметен также в Макбальском и Южно-Джунгарском выступах (рис. 9), в центральной и краевой частях Сангиленского массива, в выступах фундамента на Южном Урале (рис. 10) и, вероятно, может быть выявлен в любой достаточно широкой полосе выхода комплекса основания. Точно так же обстоит дело с согласными разрывами, существованием разновозрастных систем складок и сланцеватостью (кливажем) осевой плоскости. Эти структурные элементы выявляются везде, где выполнены достаточно детальные структурные исследования, и, как будет показано далее, реальные структуры выступов оказываются гораздо более сложными, чем это можно заключить при беглом знакомстве с геологическими картами. Особенно большую лепту в усложнение структуры выступов фундамента вносят соскладчатые разрывы.

Дугообразное строение складчатых зон, наблюдаемое не только в плане, но и в разрезе, позволяет в ряде случаев говорить о куполовидном строении выступов фундамента. Купола выделяются, например, в выступах фундамента Урала [Кейльман Г. А., 1974 г.], в Кокчетавском массиве [Розен О. М., 1976 г.], в Южно-Джунгарском выступе [Паталаха Е. И. и др., 1974 г.].

В изображенной на рис. 10 схеме строения северной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория четко выделяются купо-







Рис. 9. Схема геологического строения гор Сарычабын (Южно-Джунгарский выступ) [по Паталахе Е. И. и др., 1974 г.]

І— гнейсы и кристаллические сланци сарычабынской свиты с горизонтами кварцитов и мраморов; 2 — мраморизованные известняки сууктюбинской свиты; 3 — углисто-глинистые сланцы текелийской свиты; 4 — среднекарбоновые, отчасти силурийские гранитонды; 5 крупные крутопадающие разлочы; 6 - зоны смятия; 7 - залегание слоистости и подчеркивающей ее кристаллизационной сланцеватости.



Рис. 10. Тектоническая карта северной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория. По Г. А. Кейльману [1974 г.], с изменениями.

І — ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж; 2 — верхнедокембрийско-кембрийский структурный этаж; 3 — нижнедокембринский структурный этаж; 4—5 — оси куполовидных антиклиналей: 4 — первого порядка, 5 — второго порядка; 6—7 — оси синклинальных зон: 6 — второго порядка, 7 — третьего порядка; 8 — элементы залегания сланцевато-сти; 9 — ориентировка линейности; 10 — границы свит и интрузивных образований; 11 — стратиграфические иесогласия; 12 — стратиграфические несогласня, осложненные разрывными нарушениями; 13 — слоистость и кристаллизационная сланцеватость; 14 — главные разрывные нарушения; 15 — прочие разрывные нарушения; 16 — зоны милонитизации; 17 — гранито-гнейсы; 18 — граниты; 19 — плагиогранодиориты, диориты, плагиограниты; 20 диориты, кварцевые диориты, граноднориты, плагиограниты, диориты, плагиограниты, 20 диориты, кварцевые диориты, граноднориты, плагиограниты; 21 — габбро, габбро-амфи-болиты; 22 — серпентиниты; 23 — антофиллит-тальковые породы. I — Тагильский мегасинклинорий; II — Сысертско-Ильменогорский антиклинорий; III —

Арамильский синклинорий: IV -- Свердловский синклинорий.

Складчатые структуры: I — Шумихинский купол, 2 — Иткульский купол, 3 — Осиновский купол, 4 — Ташкуль-Верхсысертская синклинальная зона, 5 — Орловская синклинальная 30Ha.

Разрывные нарушения: 5 — Черкаскуль-Багарянское, 7 — Силачско-Карасьсвское, 8 — Мраморское, 9 - - Курганское.

ла — Шумихинский, Иткульский, Осиновский и разделяющие их синклинальные зоны. Наиболее крупный — Шумихинский гнейсовый купол имеет в горизонтальном сечении размеры 30×15 км. Контур купола описывается границей гнейсов и амфиболитов и



Рис. 11. Разрез через Сысертско-Ильменогорский антиклинорий по линии ст. Полдневая -- с. Щелкун [по Кейльману Г. А., 1974 г.].

I — Шумихинский купол; II — Иткульский купол; III — Ташкуль-Верхсысертская сизилинальная зона.

1 — вулканогенные породы основного и среднего состава и их туфы; 2 — сланцы креминстые и углисто-креминстые; 3 — амфиболиты альбит-эпидотовые; 4 — сланцы актинолит-ссрицит-кварцевые; 5 — сланцы гранат-слюдяно-кварцевые; 6 — микрокварциты графитовые; 7 — гнейсы эпидот-биотитовые; 8 — амфиболиты и гнейсы амфиболовые; 9 — тиейсы двуслюдяные и сланцы слюдяно-кварцевые; 10 — гнейсы биотитовые; 11 — гранито-гнейсы; 12 — граниты; 13 — серпентиниты; 14 — автофиллитовые породы; 15 — литологические границы: 16 — стратиграфические несогласия; 17 — стратиграфические несогласия, осложненные разрывными нарушениями; 18 — разрывные марушения.

подчеркивается цепочкой интенсивно будинированных гипербазитовых тел. Кристаллизационная сланцеватость в гнейсах параллельна контурам купола. В центре поверхности сланцеватости залегают полого, а в краевых частях приобретают крутое периклинальное или центриклинальное залегание, благодаря чему поперечное сечение купола имеет веерообразный характер (рис. 11). Широко развиты изоклинальные складки течения, осевые поверхности которых, так же как параллельная им кристаллизационная сланцеватость, очерчивают в приосевой части Шумихинского купола пологие куполовидные структуры второго порядка.

Другие купола Сысертско-Ильменогорского антиклинория, такие как Иткульский, Вишневогорский, Ильменогорский, Миасский, по характеру периклинальных погружений и внутреннему строению сходны с Шумихинским куполом, но не обладают столь правильной куполовидной формой во всех сечениях. Характерной особенностью многих куполов является развитие на противоположных их крыльях различных по составу толш. Синклинальные зоны, разделяющие купола Сысертско-Ильменогорского антиклинория, отличаются крутым падением поверхностей слоистости — сланцеватости и в краевых, и в осевых частях зон (выполаживания падений в осевых зонах не наблюдается) и рассматриваются как межкупольные зоны, формировавшиеся в тесной связи с формированием куполов.

1.3.3. ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА ОСНОВАНИЯ И РАЗВИТЫХ В НЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Фундамент фанерозойских складчатых областей могут слагать породы весьма широкого возрастного диапазона — от архейских до мезозойских включительно, и при изучении каждого конк-

ретного выступа приходится, не полагаясь на такой признак возраста, как степень метаморфизма, проводить тщательные поиски окаменелостей, массовые определения абсолютного возраста, использовать возможности литологической корреляции, методы формационного анализа, чтобы получить в итоге достаточно надежные данные о возрасте образования фундамента. Имеется целый ряд массивов, где неясно, относить ли верхнюю (обнаженную) часть комплекса основания к допалеозою или палеозою; еще более часты случаи, когда докембрийский возраст фундамента не вызывает сомнений, но обнаруживаются большие разногласия при попытке датпровать толщи и магматические образования более точно. Решение стратиграфических проблем, возникающих при исследовании любых комплексов в любых районах, при изучении фундамента складчатых областей осложнено фрагментарностью выходов комплекса основания в пределах выступов и интенсивной его переработкой в процессе развития складчатой области.

Опыт изучения крупных выступов фундамента, таких, например, как выступы в пределах Казахстанской складчатой области, показывает, что для них характерен мощный, вскрывающийся с разной степенью полноты разрез докембрийских (главным образом позднепротерозойских) образований. В некоторых массивах этот разрез надстраивается за счет раннепалеозойских платформенного типа толщ; в других, сильно эродпрованных массивах, под позднепротерозойскими толщами обнаруживаются образования раннего протерозоя.

В мелких выступах (интрагеоантиклиналях), обычно полностью охваченных процессами тектонической перестройки и сопутствующего метаморфизма, установить возраст комплекса основания еще сложнее, но и здесь, по-видимому, преобладающими являются докембрийские породы.

Современный уровень познания геологических процессов не оставляет сомнения в том, что время формирования тектонических структур в комплексах основания фанерозойских складчатых областей далеко не всегда совпадает с возрастом самих комплексов. Все реже наблюдаются случаи безоговорочного отнесения тектонических структур к карельским, байкальским, каледонским и т. д. на том лишь основании, что толщи, в которых развиты эти структуры, относятся соответственно к нижнему протерозою, верхнему протерозою или нижнему палеозою. Накапливается все больше данных о существовании заметного возрастного разрыва между временем формирования толщ и интрузивных тел и временем вовлечения их в зоны альпинотипной складчатости. Необходимым элементом каждого серьезного исследования, связанного с изучением комплекса основания, становится всесторонний анализ материалов, позволяющих определить порядок проявления складчатых и разрывных нарушений и с возможной точностью установить возраст этих нарушений.

Сошлемся на некоторые примеры. В Аппалачах складчатые структуры, развитые в комплексе основания, рассматриваются как

таконские (позднеордовикские) и акадские (среднедевонские). В Восточно-Гренландском складчатом поясе метаморфизм и складчатость в докембрийских образованиях также связываются с каледонским тектогенезом — тремя его фазами (по Д. Халлеру): главной каледонской, позднекаледонской и завершающими деформациями в карбоне и перми. Правда, новейшие работы в этом районе показали, что докаледонский фундамент менее подвержен орогенезу, чем считалось ранее. В нем сохранились следы докаледонских тектонических событий и метаморфические образования, сформировавшиеся в докаледонское время [Geology of Greenland, 1976].

В палеозоидах Европы образование складчатых структур фундамента связано с последовательным проявлением докембрийских. каледонского и герцинского циклов орогенеза [Руттен М. Г., 1972]. Г. Ю. Пейх [1977 г.] специально рассмотрел вопрос о возрасте деформаций в Молданубской, Саксоно-Тюрингско-Лужицкой и Реногерцинской зонах варисцид Средней Европы (где главные деформации произошли в течение девона-ранней перми), пытаясь выяснить возможности выявления доварисцийских дислокаций путем изучения поверхностей несогласий и связанных с несогласиями конгломератовых горизонтов. По мнению этого исследователя, лишь в некоторых районах (в Чешском массиве, Свентокшийских горах) найдены доказательства интенсивной позднедокембрийской складчатости, выражающейся в существовании несогласий между умеренно дислоцированными нижнепалеозойскими отложениями и подстилающими их рассланцованными или филлитизированными протерозойскими породами, а также в наличии в гальке кембрийских конгломератов метаморфических пород — ортогнейсов, слюдяных сланцев, филлитов. Гораздо чаще варисцийская тектоническая переработка доварисцийских образований оказывается столь значительной, что первоначальный облик древних складчатых структур остается невыясненным.

То же самое справедливо и в отношении каледонской складчатости. Альпинотипные складкообразовательные движения, связанные с каледонской орогенией, твердо доказаны только в Брабантском массиве, где полого смятые среднедевонские отложения перекрывают филлиты ордовикского и силурийского возраста.

Интересны современные данные, касающиеся возраста деформаций в комплексе основания альпид Европы. Согласно классической схеме, центральные массивы Альп сложены герцинскими и частично более древними породами; влияние альпийской тектоники незначительное, поверхностного характера, выразившееся в разломообразовании. Определение абсолютного возраста минералов из пород центральных массивов заставило отказаться от этих представлений. Полученные цифры (46—30—25—15 млн. лет) соответствуют различным этапам проявления альпийского орогенеза и свидетельствуют об альпийском возрасте метаморфизма пород, что согласуется с более ранними выводами Б. Зандера, установившего, что микроструктуры в древних ядрах Альп повсеместно характеризуются альпийскими направленнями. В связи с новыми идеями сгладилось различие между «внешними» и «внутренними» массивами Альп. Внешние (центральные) массивы рассматриваются теперь как части ремобилизованного в альпийскую орогению фундамента, с которого сорван осадочный чехол. Внутренние массивы (кристаллические ядра пеннид и австрид) считаются частями фундамента, вовлеченными в альпийские покровные структуры [Руттен М. Г., 1972].

Результаты детального изучения некоторых выступов фундамента в Казахской и Алтае-Саянской складчатых областях также противоречат господствовавшим ранее представлениям о преобладающем докембрийском возрасте складчатых дислокаций в несомненно докембрийских образованиях комплекса основания. В Атасу-Моинтинском, Улутауском, Макбальском, Сангиленском выступах главные черты складчатых структур связаны, скорее всего, с каледонским тектогенезом, о чем свидетельствуют в одних. случаях совместное участие в складчатых структурах протерозойских и нижнепалеозойских пород, а в других — «каледонские» простирания складчатых зон или разрывов, сопряженных со складками. Имеются также данные, что отдельные «наложенные» полосы рассланцованных пород, изгибы каледонских складчатых зон и соскладчатые разрывы на краях выступов связаны с герцинским циклом тектогенеза.

1.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ И ФУНДАМЕНТА ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

Материалы геологического изучения кристаллических щитови докембрийских платформ мира свидетельствуют об отсутствии принципиальных различий в фациальном составе осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов докембрия и фанерозоя. В сложении протерозойских и архейских толщ участвуют породы тех же литогенетических разновидностей, что и в сложении более поздних комплексов. Здесь в различных условиях регионального метаморфизма могут быть выделены формации платформенных чехлов, суборогенные формации и формации геосинклинального типа. Сходство той или иной докембрийской толщи с характерной формацией фанерозоя облегчает решение вопросов тектоническогорайонирования древней континентальной коры. Однако фациальная близость разновозрастных толщ не свидетельствует о полной аналогии в строении и развитии как подвижных зон, так и стабильных областей фанерозоя и докембрия. Общий с фанерозойским структурный стиль развития свойствен верхним стратиграфическим подразделениям протерозоя, не отделенным от кембрийских серий региональным несогласием. Те и другие толщи как единый стратифицированный комплекс в одних случаях были

вовлечены в каледонскую геосинклинальную складчатость, в других — входили в состав платформенных чехлов.

Что касается структур и развития подвижных поясов в раннем протерозое, то они отличаются известным своеобразием. Еще более специфично строение и развитие подвижных, но также и устойчивых областей континентальной коры в архейское время. Типичный для фанерозоя структурно-тектонический план, состоящий в сочетании гигантских платформ и протягивающихся на многие тысячи километров геосинклиналей, начал формироваться в верхнем протерозое. Особенность структурного плана более древних этажей докембрия — раннепротерозойского, архейского — состоит в меньших, сравнительно с фанерозойскими, размерах устойчивых областей (кратонов). В раннем протерозое подвижные пояса расчленяли докембрийские плиты (которые сами позже составили всего лишь часть древних фанерозойских платформ) на несколько, если не на множество, кратонов. В контуры этих кратонов укладывается несколько устойчивых областей архейского времени, спаянных архейскими же складчатыми поясами. Следовательно, по своим размерам архейские устойчивые области (протократоны) в свою очередь уступают протерозойским. Если справедливы выводы о том, что все подвижные пояса докембрия, от архейских до позднепротерозойских, были заложены на континентальной коре [Горлов Н. В., 1975; Kröner А., 1977, и др.], то увеличение со временем размеров стабильных областей можно объяснить постепенным возрастанием прочности (и мощности) сиалической оболочки Землн.

Характеристику структур подвижных и устойчивых областей докембрия следует предварить краткими сведениями о строении древних платформенных чехлов. По разнопорядковым складчатым и разрывным структурам они не отличаются от платформенных чехлов фанерозоя, о структурах которых сказано в начале настоящей главы. Крупные складчатые формы представлены пологими синеклизами, осложненными куполовидными и валообразными поднятиями при общем изотропном рисунке складчатости. Линейными являются складки более мелких порядков, приразломные складки, флексуры. Подобно фанерозойским породы платформенных чехлов докембрия метаморфизованы очень слабо.

В протерозойское время платформенные отложения перекрывали значительные площади стабильных участков коры. Ссхранившиеся от последуюшей денудации части этих покровов присутствуют как в срединных, так и в краевых частях кратонов. Внутрикратонными покровами позднепротерозойского возраста являются, в частности, чехлы Атабаска и Телон на Канадском щите, иотния и субиотния на Балтийском щите, пачелмской серни в одноименном прогибе на Русской плите. Вулканогенно-осадочные породы чехлов периферических зон платформ непрерывно соединены с более мощными одновозрастными, интенсивно дислоцированными комплексами подвижных поясов, хотя нередко отделены от них приграничными разломами. Верхнепротерозойские чехлы перикратонных прогибов иногда протягиваются почти без перерывов на очень большие расстояния, как это имеет место, например, на северной окраине Канадско-Гренландского щита.

Среди платформенных чехлов раннепротерозойского возраста наиболее изучены серии континентальных отложений «бассейна» Ранд (Южная Африка) и района оз. Гурон (Канада), залегаюшие на гранито-гнейсах, гнейсах и зеленокаменных породах архейского цоколя. Примечательно, что, расположенные в разных полушариях Земли, тот и другой покровы близки между собой по оруденению. Это золотоносные и ураноносные конгломераты, особенно обильные в бассейне Ранд (серии Витватерсранд н Доминион Риф). Толща Ранда залегает в пределах Трансваальского кратона в форме общирной (около 160 тыс. км²), пологой (углы падения крыльев 5—15°) синеклизы, осложненной двумя куполовидными выступами архейского фундамента. В срединной, многокилометровой по мощности части синеклиза прорвана огромным Бушвелдским лополитом основных и ультраосновных пород, в целом конформным с вмещающими слоистыми толщами. Плутон представляет собой расслоенную многофазную интрузию и содержит промышленное оруденение хрома, никеля, кобальта, платины. Платформенная надсерия Гурон в северной части площади своего развития, приходящейся на южную краевую зону кратона Сьюпириор, также осложнена мульдообразными прогибами, но намного меньшими бассейна Ранд. Как и в синеклизе Ранд, породы срединной части главной мульды прорваны лополитом базитов и ультрабазитов (Садбери), сходным по форме, внутреннему строению и характеру оруденения с Бушвелдским лополитом. Имеются основания предполагать, что на Русской плите к нижнепротерозойскому чехлу относится пока еще недостаточно изученная воронцовская серия метаосадков, которая в форме обширной мульды перекрывает древнейшие комплексы Воронежского кристаллического массива и прорвана интрузивными телами никеленосных базит-ультрабазитов.

Пока еще отсутствуют надежные данные об архейских платформенных чехлах. Архейские датировки пород нижних серий бассейна Ранд (2,8—2,6 млрд. лет) позволяют говорить о том, что пачальные стадии формирования этого чехла приходятся на допротерозойское время. К архейским чехлам частично или в большом объеме могут принадлежать породы так называемой осадочной группы архейских зеленокаменных поясов, отложение которой, как будет показано ниже, происходило в квазиплатформенной обстановке.

1.4.1. СТРУКТУРЫ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

По стилю развития, размерам, внутренним структурам и формациям пород подвижные пояса протерозоя отличаются разнообразием. Одни из них близки к геосинклиналям более поздних геологических эпох, другие как будто не имеют прямых аналогов сре-

ди складчатых поясов фанерозоя. Неповторимое своеобразие строению многих подвижных поясов докембрия придают куполовидные структурные формы, которые распространены на всю длину и ширину поясов либо протягиваются по периферии линейно-складчатых прогибов, выполненных метаморфизованными сериями осадков и вулканитов. Причиной образования куполовидных форм одни исследователи считают раздробление древнего цоколя на тектонически активные глыбы, другие — возникновение гнейсовых куполов облекания над центрами метаморфогенного разуплотнения пород сиалического фундамента. Особую форму подвижных поясов представляют собой зоны механического разрушения, рассланцевания, бластомплонитизации и метаморфических преобразований комплексов основания при полном или почти полном отсутствии вулканогенно-осадочных толщ эпохи тектогенеза (вестигеосинклинали, по Т. Клиффорду, или зоны диасхизиса, по М. А. Семихатову).

Подвижные пояса позднего протерозоя нередко сложены верхнепротерозойскими и перекрывающими их без региональных несогласий кембрийскими формациями геосинклинального типа. Заложение таких прогибов приходится на протерозойское время, а процессы складкообразования завершились в них в раннем палеозое. Подвижные пояса этой эпохи отличаются сложной конфигурацией и крупными размерами. Они разветвляются на рукава и авлакогены, облекающие и разделяющие участки коры с платформенным режимом развития, срединные и центральные массивы. Типичными представителями таких поясов являются складчатые зоны Верхояно-Чукотского региона и геосинклинальная область Аделаида Австралии. На структуру отдельных поясов позднего докембрия оказали влияние горизонтальные перемещения масс в сторону обрамляющих платформ с образованием надвиговых пакетов и чешуй.

Некоторые подвижные пояса позднего протерозоя на значительном протяжении не содержат верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных пород и имеют здесь вид широких зон тектонической и метаморфической переработки комплексов раннедокембрийского фундамента. Примером такой зоны является, в частности, Мозамбикский подвижный пояс Африки на широте Танганьикского кратона. Здесь осадки собственно мозамбикского возраста (630-450 млн. лет) отсутствуют. Граница между неизмененной частью кратона (архейской гранит-зеленокаменной области) и зоной интенсивной тектонической переработки и наложенного метаморфизма слагающих его комплексов произвольно рассекает автономную структуру кратона, срезая зеленокаменные желоба под большими углами (рис. 12). Внутри подвижного пояса архейские комплексы взломаны и тектонически перестроены в овальные глыбы — куполовидные структуры. Контуры последних очерчены текстурами рассланцевания и нижней контактовой линией раннепротерозойского (?) покрова метаосадочных пород, деформированного в межглыбовых швах в сжатые синклинали.



Рнс. 12. Строение Мозамбикского подвижного пояса на широте Танганьикского кратона. По Дж. Хэпворту [Hepworth J. V., 1972 г.].

Архейские породы Танганьнкского кратона: I — граниты нерасчлененные; 2 — зеленокаменные породы серий Додома и Ньянза. Породы Мозамбикского пояса: 3 — тектонически и метаморфически переработанные породы архейского и нижнепротерозойского (?) основания (гранито-гнейсы, амфиболиты, кварциты, амфиболсодержащие гнейсы); 4 — метаосадки верхнего структурного яруса или чпокрова» (биотитовые или роговообманковые гнейсы, кварциты и мраморы). Тектониты и элементы структуры: 5 — катаклазиты Бубу; 6 — линии простирания плоскостных текстур (сланцеватости, полосчатости, в покрове, возможно, также слоистости); 7 — линейность наклониая и горизонтальная; 8 — разрывные нарушения.

К более древним позднепротерозойским поясам, тектоническая активность которых прекратилась около 1000 млн. лет назад, отпосится полициклический Гренвильский пояс Канадского щита.

35

3*

Пояс был заложен в раннем протерозое, и основные эпизоды тектогенеза в нем датированы в 1700, 1400 и 1000 млн. лет [Wynne-Edwards H. R., 1966 г.]. В нем отсутствуют вулканогенно-осадочные комплексы, синхронные с последними циклами его тектонической активности. Самым молодым комплексом является гренвильская серия метаосадков и метавулканитов, коррелируемая с гуронской серией нижнего протерозоя. Результирующий структурный план подвижного пояса отличается большой сложностью. Для значительных площадей характерен нелинейный изотропный рисунок. обусловленный развитием изометрических выступов фундамента (гранито-гнейсовых и гнейсовых куполов). В тектонически переработанном основании трассируются структурные направления архейских зеленокаменных желобов и прослеживаются преобразованные метаморфизмом гуронские отложения. Распространены разнообразные по форме тела вторичных, в том числе ремобилизованных, гранитоидов.

Подвижные пояса раннего протерозоя в зависимости от состава слагающих их пород приравнивают к эвгеосинклиналям или миогеосинклиналям фанерозоя. Однако в наборе древних формаций поясов этого возраста бывают отклонения. Они состоят в обратной последовательности накопления вулканических образований (от кислых к средним), в ассоциациях пород, не свойственных более поздним подвижным поясам и т. д. Среди специфических наиболее известны породы железисто-кремнистой формации. Они широко представлены в разрезах Криворожско-Кременчугского пояса (Украинский щит), Лабрадорского «трога» (Канадский щит), прогиба Хамерсли (Австралийский щит) и в некоторых других мобильных поясах этого возраста.

Ориентировка раннепротерозойских подвижных поясов относительно друг друга разнообразна. На некоторых щитах пояса расчленяют древнее основание на угловатые, иногда почти прямоугольные кратонические массы. Так, в окаймлении плит Кимберли и Арнемленд Северной Австралии они сопрягаются под большими углами. На других территориях простирания поясов относительно близки. В провинции Черчилл Канадского щита, например, архейский фундамент расчленен раннепротерозойскими поясами на серию удлиненных в северо-восточном и субширотном направлениях овальных и ромбовидных устойчивых плит, срединных и центральных массивов. Следует, кроме того, упомянуть о резко изменчивых по простиранию подвижных поясах, окаймляющих сложные по конфигурации древние кратоны. К ним, в частности, относится протяженный (около 2 тыс. км) Унгава-Круговой пояс Канады, облекающий восточную часть кратона Сьюпириор.

Внутренняя структура подвижных поясов рассматриваемой эпохи отличается значительно более широкой, чем в позднепротерозойских поясах, распространенностью штамповой изотропной складчатости. Она проявлена зонами или полосами в обрамлении к внутри подвижных поясов и создана неупорядоченно соприкасающимися изометрическими выступами фундамента. Выступы



Рис. 13. Строение Гудзонского подвижного пояса в Северном Саскачеване (Канада). По Дж. Леври и Т. Сиббалду [Lewry J., Sibbald T., 1980 г.].

Пояс Волластон составляет лнив часть широкой подвижной зоны, граничащей на северозападе с устойчивым блоком преимущественно архейских пород. *I* — фанерозойский чехол; 2 — верхнепротерозойский чехол (формация Атабаска); 3 — гранитоиды раннепротерозойского возраста; 4 — метаосадки и метавулканиты нижнего протерозоя (афебия); 5 породы архейского основания (преобладают гранитоиды), претерпевшие тектоно-термальную переработку и частичную ремобилизацию; 6 — разломы, зоны милонитов; 7 — простирание планпараллельных текстур.

окаймлены и разделены межкупольными синклиналями, в той или иной мере выполненными метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами нижнего протерозоя. В этой связи следует коснуться распространенной ошибки в оценке размеров некоторых мобильных поясов. Ширину и длину их принято определять по контуру развития односторонне ориентированных систем складок в линейных прогибах нижнепротерозойских пород, без учета зон изотропной складчатости, в которую вовлечены породы фундамена и иижние горизонты протерозоя по обе стороны и по простиранию прогиба. Именно так до недавнего времени расценивались размеры раннепротерозойских (афебских) поясов Волластон, Касмер и других провинции Черчилл (Канадский щит). Современными исследованиями установлено, что в прежнем понимании пояс



Рис. 14. Схематическая геологическая карта Нагсугтокидского подвижного пояса в Западной Гренландии [Geology of Greenland, 1976].

Нагсугтокиды: 1 — граниты, в основном синкинематические, 2 — кварцевые диориты, 3 — супракрустальные породы, 4 — гнейсы; 5 — анортозиты; донагсуктокиды: 6 — чарнокиты и сиениты, 7 — гнейсы; 8 — надвиги; 9 — изотопные датировки К_/Аг и U/Pb (с точкой) ме-

Волластон составляет всего лишь зону в значительно более широком поясе интенсивной тектоно-термальной переработки фундамента (рис. 13). Такие пояса, как отмечалось выше, иногда вообще не содержат супракрустальных пород эпохи тектогенеза.

Ярким представителем раннепротерозойских мобильных поясов, сформированных в обстановке тангенциального сжатия, является Нагсугтокидский пояс Гренландии. Эта подвижная зона фиксирует собой пластическое надвигание и нагромождение с севера на юг одна на другую надвиговых чешуй архейских пород на аналогичные породы краевой части Северо-Атлантического кратона (рис. 14).

1.4.2. СТРУКТУРЫ АРХЕЙСКИХ УСТОЙЧИВЫХ И ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Так же как и в более поздние геологические эпохи, в архейское время (3,8-2,6 млрд. лет назад) тектонический режим континентальной коры не был по латерали одинаковым. Об этом убедительно свидетельствуют различия в степени регионального метаморфизма архейских пород крупных смежных территорий. Наряду с мобильными, тектонически активными областями, в пределах которых древнейшие на Земле вулканогенно-осадочные породы были метаморфизованы очень интенсивно (амфиболитовая, гранулитовая фации), существовали области более устойчивые, в которых метаморфизм одновозрастных пород был слабым (зеленосланцевая фация). В качестве представителей устойчивых областей могут быть названы архейские гранит-зеленокаменные области, подвижных — архейские парагнейсовые пояса. На относительно хрупкие свойства комплекса основания первых указывает образование в нем рифтовых зон, известных под названием архейских зеленокаменных поясов. В парагнейсовых поясах подобные образования отсутствуют.

Соотношения суммарных площадей устойчивых и подвижных областей в архейской континентальной коре непостоянны. Площади первых в одних случаях несколько преобладают над площадями подвижных поясов (Южная Африка, провинция Сьюпириор Канады), в других те и другие примерно равны (Балтийский и Украинский щиты), в третьих площади, занимаемые подвижными поясами, существенно преобладают над площадями устойчивых блоков (Алданский щит).

Устойчивые области отвечают, в соответствии с геофизическими данными, местам линзовидных и иных утолщений гранитной оболочки и земной коры в целом. Среди них лучше изучены гранит-зеленокаменные области (рис. 15). Общие особенности геологического строения этих областей охарактеризованы в 6-м выпуске Методического пособия по геологической съемке [Геологическая съемка..., 1980] и некоторых других работах [Горлов Н. В., 1975, и др.]. В настоящем очерке будет уточнен их тектонический режим в архейское время на основании данных по строению своесбразных вулкано-тектонических структур гранит-зеленокаменных областей — архейских зеленокаменных поясов.

Гранит-зеленокаменные области имеют в плане форму пространных овалов с поперечными сечениями до 900 км. В главной массе они сложены древнейшими (3,8—3,2 млрд. лет) плагиогранитоидами, локально испытавшими в дальнейшем неоднократное рассланцевание и гнейсификацию, а также частичную ремобилизацию и метасоматические преобразования. Вторым, более молодым (3,7—2,6 млрд. лет), комплексом рассматриваемых областей являются слабометаморфизованные вулканические и осадочные по-



Рис. 15. Архейские гранит-зеленокаменные области, окаймленные парагнейсовыми поясами.

а — Карельская; б — Приднепровская; в — провинции Сьюпириор (Канада); г — Родезийская и часть Трансваальской (Южная Африка); I — постархейские образования; 2—5 архейские образования: 2 — Великая дайка и ее сателлиты, 3 — зеленокаменные желоба, 4 — парагиейсовые пояса (частично протерозойские), 5 — архейские гранитоиды нерасчается.

ненные. Стрелки на рис. 15. а— залегание линейности: в Беломорье— по Н. В. Горлову [1967], в Приладожье— по А. Л. Харигонову и др. [1970 г.], в свекофеннидах— по Д. П. Груну [Grun J. P., 1980 г.].

роды зеленокаменных желобов *. Находки в основании этих толщ базальных и внутриформационных гранитных конгломератов свидетельствуют о трансгрессивном залегании этих пород на первичном плагиогранитном основании.

Осадочно-вулканогенные породы залегают в форме синклинальных (с острым килем) структур шовного типа. Размеры их — от единиц до первых десятков километров в ширину при длине, редко превышающей 100—150 км. Синклинали сложно разветвлены. имеют резкие раздувы и прерываются по простиранию, переходя в зоны рассланцевания гранитоидов. В их взаимной ориентировке либо не улавливается четких закономерностей (рис. 15, г), либо могут быть выделены два-три (рис. 15, б) или одно (рис. 15, а, северо-восточная часть «массива»; рис. 15, в, западные «массивы») преимущественные направления. Линейно упорядоченным рисунком подчеркивается ведущая роль глубинных разломов какой-то одной ориентировки в образовании зеленокаменных желобов. Облекание зеленокаменными синклиналями различных по величине и форме участков гранитного фундамента является следствием расчленения раннеархейской коры сложной сетью таких же глубоких, уходящих в верхнюю мантию разломов. Основанием к такому заключению являются не только обилие в зеленокаменных желобах продуктов архейской вулканической деятельности, но и примеры линейного расположения в них вулканических аппаратов*.

Примечательной особенностью строения желобов является закономерная смена состава слагающих их пород по разрезу. Комплексы желобов представлены снизу вверх нижней ультраосновной «группой», средней зеленокаменной «группой» (обе сложены в основном вулканогенными породами) и верхней осадочной «группой». Ими запечатлен чрезвычайно длительный и сложный путь развития как зеленокаменных желобов, так и устойчивых областей архея в целом. Мощные (до 8—12 км) толщи ритмично чередующихся пород в нижних частях сложены преимущественно базальтоидами (часто с подушечными лавами), в средних и верхних частях в составе их увеличивается содержание кислых вулканитов. С вулканитами тесно ассоциируют плоские интрузивные тела базитов и ультрабазитов. Общая гомодромная тенденция циклов вулканизма нередко осложнена частными отклонениями и линзами осадочных пород, роль которых резко возрастает в верхней части разрезов, где они выделены в самостоятельную осадочную «группу». Это в подавляющей массе осадки небольших глубин. Лишь в редких случаях (Барбертонский зеленокаменный желоб Южной Африки) нижняя часть осадочной группы представлена сравнительно глубоководными осадочными породами.

Другой примечательной особенностью зеленокаменных желобов является наличие несогласий между слагающими их «группами» пород и иногда комплексами какой-либо одной «группы». Несогласия внутри таких узких прогибов, какими являются желоба, представляются, на первый взгляд, имеющими частное, локальное значение, тем более что породы каждой вышележащей группы,

^{*} Этот термин предпочтительнее употребляемого в литературе термина «пояс», так как данные геологические сооружения являются, как правило, структурами меньшего порядка, чем подвижные пояса или геосинклинали.

^{*} В частности, эруптивных центров в Хаутоварском архейском зеленокаменном поясе Карелии [Рыбаков С. И. и др., 1979 г.].



Рис. 16. Принципиальная схема взаимоотношений ультраосновной, зеленокаменной и осадочной «групп» зеленокаменного желоба (профильное сечение) с разновозрастными гранитоидами архея.

Каждый перерыв в накоплении толщ отражен изменением состава гранита в гальках конгломератов от плагноклазовых в ультраосновной группе до существенно микроклиновых в составе осадочной группы. I - осадочная группа; 2 - существенно микроклиновых в составе осадочной группы, I - микроклановная группа; 3 - зеленокаменная группа; 4 - микроклин-плагноклазовые граниты; 5 - ультраосновная группа; 6 - древнейшие плагногранитонды (плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты и др.); 7 - граниты галек конгломератов; a - плагиоклазовые, 6 - микроклин-плагноклазовые, a - существенно микроклиновые.

хотя и с упрощением, но наследуют общий синклинальный стиль деформации подстилающей группы. Однако в действительности несогласиями разграничены магматические и метаморфические события безусловно регионального значения. Это отмечено «скачками» регионального метаморфизма (породы нижнего структурного яруса метаморфизованы более интенсивно, чем верхнего) и характерными изменениями состава гранитов в гальках конгломератов более высоких структурных этажей сравнительно с нижними, чем зафиксированы изменения в гранитном магматизме геологических эпох, разделенных перерывами. На принципиальной схеме (рис. 16) показано, что если конгломераты ультраосновной группы содержат гальку почти исключительно натровых гранитоидов (плагиогранитов, тоналитов и т. д.), то в гальке базальных и внутриформационных конгломератов зеленокаменной группы присутствуют также и плагиомикроклиновые граниты. Это означает, что к моменту отложения осадков и вулканитов зеленокаменного структурного яруса плагиограниты фундамента были местами замещены нормальными и калиевыми гранитами метасоматического и магматического, включая палингенное, происхождения. Еще более возрастает роль калиевых гранитов в гальке и обломочном материале кластических пород «осадочного» структурного яруса (рис. 16) как результат последующего этапа локальной ремобилизации и метасоматического преобразования подстилающих гранитоидов и супракрустальных пород уже сформированных «групп» в разрезе желобов.

При общем единообразии своих разрезов зеленокаменные желоба в частностях различаются друг от друга даже внутри отдельно взятой гранит-зеленокаменной области, что свидетсльствует об известной автономности их развития. Различия в мощностях вулканитов в одних случаях обусловлены глубинными причинами, в других являются следствием неодинаковой степени денудации, отмеченной в желобах несогласиями. Внутри гранит-зеленокаменной области взаимное положение различающихся по строению желобов иногда имеет зональный характер. Так, желоба краевой части Карельского массива отличаются от желобов срединной его части значительно большими мощностями вулканитов как в ультраосновной (лопий), так и в зеленокаменной (сумий) группах. Другое проявление зональности можно видеть в том, что в желобах срединной части вулканиты нижней группы в большей степени представлены кислыми и средними разновидностями, чем одновозрастные вулканиты периферических желобов. В отличие от краевой части массива в желобах срединной части массива зеленокаменная группа представлена главным образом верхними частями разреза — грубокластическими породами эпиорогенного типа.

Имеются основания считать, что гранит-зеленокаменные области были в архейское время площадями преобладающего воздымания континентальной коры. В пользу этого говорит радиальное положение и периклинальное погружение относительно гранитзеленокаменной области линейных текстур в окаймляющих эту область раннедокембрийских подвижных поясах (рис. 15, *a*). На то же указывает увеличение объемов снизу вверх в разрезе желобов грубокластического материала (базальные, внутриформационные конгломераты) и особенно продуктов размыва гранитоидов обрамления желобов.

В согласии с приведенными сведениями тектоническая обстановка заложения и дальнейшего развития архейских зеленокаменных желобов ближе всего соответствует условиям формирования рифтовых структур. При этом архейские рифты отличаются от рифтов более поздних эпох своей разветвленностью. Как правито, в таких диктиорифтах сочетаются разрывы нескольких направлений. В одних случаях среди разрывов выделяются доминирующие, в других — разрывы разных направлений имеют примерно равное развитие. Таким образом, в морфологии архейских рифтов запечатлено их образование в обстановке многостороннего, редко одностороннего, растяжения крупных участков архейской сиалической коры вследствие испытываемого этими участками воздымания. Взаимные пересечения разноориентированных глубоких разломов приводили к расчленению воздымающихся площадей на блоки, которые цементировались по межглыбовым швам вулканическими и осадочными породами. Складчато-разрывные структуры ь породах рифтов -- желобов обязаны дифференцированным движениям блоков.

Формирование архейских рифтов осуществлялось в течение весьма длительного времени и было многоактным. Если опираться на изотопные датировки пород, то рифтовое проявление в границах устойчивых участков архейской коры базит-ультрабазитового вулканизма отделено от момента окончательного отмирания рифтов интервалом 0,8—1 млрд. лет. За этот период разломы



приоткрывались и залечивались вулканическими и осадочными породами неоднократно. И тем не менее относительная устойчивость архейских гранит-зеленокаменных областей не вызывает сомнений, так как только в условиях поистине платформенной инертности горных масс могли получить столь завуалированное выражение, в виде несогласий внутри узких желобов, перерывы между фазами тектоно-термальной активности этих и прилегающих территорий.

Подвижные области архея представляют собой различной ширины пояса (от 100 км и больше) высокометаморфизованных (амфиболитовая и гранулитовая фации регионального метаморфизма) осадочных и магматических пород. Особый пример таких поясов — зоны динамометаморфически переработанных раннеархейских гранитоидных комплексов, включающие тела метабазитов и возрожденных нормальных и существенно калиевых гранитов.

Наиболес характерны парагнейсовые пояса, сложенные почти на всю ширину преобразованными в гнейсы и кристаллические сланцы осадочными, преимущественно кластическими, породами (метапесчаниками, метапелитами и т. п.), включающими пластовые и линзовидные тела метавулканитов (амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев), а также конформные в главной массе тела друзитов (метаморфизованных основных и ультраосновных пород). На территории СССР к комплексам архейских подвижных поясов относится беломорская, кольская серии и лапландские гранулиты Балтийского щита, бугская, ингульская и орехово-павлоградская серии Украинского щита, ненгрская, тимптонская, джелтулинская серии Алданского щита и др.

Очертания архейских подвижных поясов согласуются с формами и взаимным расположением гранит-зеленокаменных областей и других устойчивых участков архейской коры. Облекая (рис. 15, *a*, *b*, *c*) и разделяя (рис. 15 *b*, *c*) устойчивые ядра коры, парагнейсовые пояса подчас отличаются сложным разветвленным рисунком.

Внутренний структурный стиль почти никогда не является одинаковым на всю ширину подвижного пояса. В срединных частях поясов обычно развита линейная складчатость с продольной по отношению к поясу ориентировкой складок. Складчатость периферических зон, как правило, является штамповой, изотропной. В промежуточной зоне местами развита перекрестная складчатость,

Рис. 17. Строение переходной зоны между Карельской гранит-зеленокаменной областью и Беломорским подвижным поясам (по материалам ПГО Севзапгеология и ИГГД).

^{1 —} архейские гранитонды, на значительной площади рассланцованные и частью ремобилизованные; 2 — парандовская свита (лопий) зеленокаменных поясов и котозерская свита беломорской серии, связанные взаимопереходами (в составе свит преобладают основные метавулканиты, преобразованные в котозерской свите в амфиболиты); 3 — чупинская свита глиноземистых гнейсов; 4 — хетоламбинская свита биотитовых и амфиболовых гнейсов; 5 — метавулканиты средние и основные и метаосадки сумия; 6 — слабометаморфизованные осадочные и вулканические породы ятулия; 7 — оси магнитных тел (по Л. Н. Берковскому).

в которой продольные складки сопрягаются со складками, занимающими поперечное положение к близлежащей границе пояса со стабильной областью [Геологическая съемка..., 1980]. Сложный и длительный путь формирования внутренней структуры подвижных поясов архея отражен в складчатых деформациях (от крупных, измеряемых в ширину километрами, до малых и мелких) нескольких возрастных и генетических генераций. В результирующем структурном плане архейских подвижных поясов могут быть скрыты две-три фазы тектоно-термальной активности, разделенные периодами относительного покоя. Эти периоды синхронны с перерывами в зеленокаменных желобах смежных устойчивых областей.

Контакты между подвижными и стабильными областями архея нередко отличаются своеобразием в сравнении с сочленениями фанерозойских геосинклиналей и платформ и в то же время имеют сходство с сочленениями некоторых протерозойских подвижных ноясов и кратонов. Они имеют характер постепенных переходов. На региональных картах и схемах это отражено в плавности, закругленности контактовых линий (рис. 15, а, в, г). На среднеи крупномасштабных картах контактовая линия между вулканогенно-осадочными породами подвижных поясов и гранитоидами фундамента архейских зеленокаменных толщ отличается очень большой извилистостью. На рис. 17 представлена среднемасштабная карта одного из отрезков контакта Карельской стабильной области с Беломорским подвижным поясом архея. В юго-запад. ной части планшета можно видеть крупные архейские зеленокаменные желоба, локализованные в промежутках между глыбовыми выступами раннеархейского гнейсо-гранитного фундамента Они удлинены в северо-западном направлении параллельно общему простиранию северо-восточной границы Карельской устойчивой области. В северо-восточном углу планшета размещается краевая часть сплошного поля складчатых метаосадков и метавулканитов Беломорского пояса. Промежуточная полоса между этими участками — зона постепенного перехода. Осадочно-вулканогенные породы низов беломорской серии связаны непрерывными переходами с породами нижней толщи зеленокаменных поясов. Как и эти последние, беломорские породы заполняют швы между глыбами гранитоидного фундамента, зеркало выступов которого полого падает в северо-восточном направлении. По этой причине на 30-километровом интервале породы гранитного фундамента обнажены на поверхности в форме все уменьшающихся с запада на восток «окон» в беломорских породах. Характерно, что в этом же северо-восточном направлении происходит общее уменьшение размеров глыб раздробленного фундамента.

Постепенные структурные и стратиграфические переходы между стабильными и подвижными областями архея, подобные описанные выше, можно иллюстрировать другими примерами на различных щитах мира. Однако в ряде случаев такие взаимоотношения осложнены крупными разрывными нарушениями. Так, в архейском парагнейсовом поясе Лимпопо, разделяющем Родезийскую и Трансваальскую гранит-зеленокаменные области Южной Африки (нижний субширотный пояс на рис. 15, ϵ), непрерывные переходы через купольно-глыбовые структуры, подобные описаниым, отмечаются только в южном крыле. В северном же крыле постепенные переходы замаскированы крупным сдвигом или, по другим данным, надвигом. Надвиги в сторону стабильной области установлены в западной периферии Приднепровского массива (рис. 15, δ), а продольные сбросы — в краевых частях парагнейсовых поясов западного Онтарио (рис. 15, ϵ).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАК ОБЪЕКТЫ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

2.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Выше были рассмотрены основные морфологические особенности тектонических структур, свойственных платформенным, орогенным и геосинклинальным комплексам фанерозоя, а также комплексам основания (фундамента), слагающим цоколь фанерозойских подвижных поясов и древних платформ. Каждый из этих комплексов достаточно своеобразен. Однако, сравнивая их между собой, нетрудно обнаружить черты строения и развития, общие для разных комплексов. Так, связующим звеном между платформенными и орогенными комплексами служат конседиментационные складки; в орогенных комплексах, как теперь выясняется, такую же существенную роль, как в геосинклинальных, имеют покровные структуры, и напряженность складчатости в отдельных зонах орогенных комплексов не уступает напряженности складчатости типичных геосинклинальных зон; комплекс основания фанерозойских подъижных поясов, по крайней мере в краевых переработанных частях выступов основания, рассечен разрывами, уходящими в геосинклинальный комплекс; наконец, выступы основания подвижных поясов уже в силу того, что они являются отторженцами фундамента древних платформ, сохраняют многие структурные особенности последних.

Тектоническая структура района, в пределах которого проводятся крупномасштабные геологосъемочные работы, обычно предстает перед исследователем как сложное сочетание двух, трсх и даже четырех комплексов. Практически во всех случаях обнаруживаются такие структурные элементы, которые являются общими для разных комплексов, пронизывают всю тектоническую структуру и придают ей целостность. Постоянно приходится считаться с тем, что при формировании очередного структурного комплекса происходит обновление или новообразование структурных элементов в более древних структурных комплексах, что первоначальный облик этих комплексов искажается и они в той или иной мере утрачивают свою индивидуальность, приспосабливаясь к новому тектоническому узору.

Чем больше интервал между временем образования последовательно залегающих структурных комплексов, тем слабее, как правило, структурные связи между ними. В тех случаях, например, когда субгоризонтальный платформенный чехол покоится на

48

сложнодислоцированном докембрийском цоколе, целостность тектонической структуре придают одни лишь трещины и разрывы, относящиеся главным образом к системе планетарной трещиноватости, четко проявленные в цоколе и отраженные в платформенном комплексе. При сочетании орогенного и геосинклинального комплексов каркас этой структуры создается единой системой пологопадающих (преимущественно доскладчатых) и крутопадающих (в основном послескладчатых) разрывов, причем густота сети разрывов и амплитуда смещения пород по этим разрывам в целом уменьшается в орогенном комплексе. В случаях сочетаний орогенного и геосинклинального комплексов с комплексом фундамента подвижных областей блоки и чешуи, сложенные образованиями указанных комплексов, выступают как тесно спаянные элементы гигантской мозаики, окончательное формирование которой связано с движениями орогенного этапа. В районах с подобным мозаичным строением различные структурные комплексы нередкоимеют различное простирание и образуют сложные тектонические переплетения — тектонические узлы (рис. 18).

Правильное изображение распределения нескольких сочетающихся структурных комплексов в пределах заданной глубины изучения является одной из главных задач крупномасштабной геологической съемки, поскольку от этого зависит достоверность расшифровки общего структурного плана района. Но задача крупномасштабной съемки состоит и в другом - в возможно более точном изображении на геологической карте локальных структурных форм — пликативных и дизъюнктивных, прежде всего тех, которые могут быть выражены в масштабе карты контурами реальных геологических тел (стратиграфическими, литологическими границами, линиями тектонических смещений), и самими геологическими телами (пластами, дайками). Это означает, что на карте масштаба 1: 50 000 следует показывать: 1) складки, видимая ширина которых составляет всего лишь 100 м, и 2) разрывы, отстоящие друг от друга на дневной поверхности на те же 100 м. Карта масштаба 1:50 000 (и тем более 1:25 000) дает возможность перейти от обобщенного изображения структурных зон (зон рассланцевания, разрывных зон, зон мелкой складчатости), принятого на среднемасштабных геологических картах, к изображению конкретных структурных форм, составляющих эти зоны. На крупномасштабной геологической карте помимо самих структурных комплексов должны быть показаны детали их морфологии. Этим, собственно, и отличается структурная нагрузка крупномасштабной геологической карты от структурной нагрузки геологической карты среднего масштаба. Соответственно, первоначальными объектами исследования при крупномасштабных геологических работах становятся не просто структурные комплексы, а составляющие их элементы — разрывы, складки, системы разрывов и складок и разнообразные сочетания складчатых и разрывных структур.

Напомним, что разрывными (дизъюнктивными) структурами называются структуры, образование которых связывается с нару-

Рис. 18. Схематическая карта Кызылтау-Агадырского тектоническоо узла (Центральный Казахстан).

-тан). -тан). -тан). -тан). -т. каледонско-герцинский структурраниты, 2-раннегерцинские рани онды, 3-верхиедевонские иликеха изрийские отложения, 4-ниже илурийские отложения, 6илурийские отложения, 5илурийские отложения, 6илурийские отложения, 6образования допалеозойского и аниепалеозойского и аниепалеозойского и анаелогизацие и порланиепалеозойского и анаелоские, 11-стра и трафические исстласные игрузивные массины. - Колуриский, 7-оргазиский игрузивые массины. - Колуробниский, Синклинали. - Колуробниский, 11- 3гастауская; 11-Авритаский. - Колуробниский, Синклинали. - Колуробниский, Синклинали. - Колуробниский, 11- Берку.



шениями сплошности деформируемых геологических тел; складчатые (пликативные) структуры образуются в результате деформирования слоистых (псевдослоистых, расслоенных) геологических тел без нарушения сплошности последних.

Рассматривая соотношения разрывных и складчатых тектонических структур, необходимо учитывать, что пластическая деформация твердых тел в любом случае связана с перестройкой (разрывом старых и возникновением новых) связей внутри деформированного тела. Эта перестройка осуществляется в конечном счете на уровне связей между молекулами, атомами или ионами, слагающими тела, и минимальный размер разрыва, могущего реализоваться в твердом теле, соответствует размеру разрыва единичной связи между молекулами, атомами или ионами.

Когда мы говорим о деформации твердого тела за пределом упругости слагающего его вещества без нарушения сплошности этого тела, речь идет по существу о достаточно тонком и равномерном рассеянии единичных разрывов внутри деформированного тела. Уменьшение дисперсности распределения единичных разрывов, концентрация их в определенных зонах приводит, с одной стороны, к слиянию поверхностей единичных разрывов в суммативные поверхности различных размеров, с другой стороны — к сохранению существовавших ранее связей в промежутках между этими поверхностями. Если размеры суммативных поверхностей, расстояния между этими поверхностями и размеры смещений по ним достигают определенных значений, разрывы воспринимаются макроскопически, проявляясь для нас в качестве видимых нарушений сплошности деформированного тела. Минимальная степень концентрации единичных разрывов, сопровождающих необратимую деформацию геологических тел, которая обеспечивает макроскопическое восприятие разрывных нарушений, проявляется в сланцеватости, кливаже и иной гектонической трещиноватости.

В свете изложенного выше все многообразие разрывных и складчатых структур обусловлено многообразием вариаций в распределении разрывов и смещений по ним, а любые складчатые структуры предстают в качестве интегрального выражения результатов смещений элементов деформированного слоистого (псевдослоистого, расслоенного) тела по некоему множеству разрывных нарушений. Таким образом, качественное различие макроскопических разрывных и складчатых структур имеет в своей основе количественные различия в распределении микроразрывов и смещений по ним. Так что складчатые структуры могут рассматриваться как частный случай проявления разрывных систем.

Заслуживает внимания общеизвестное, но тем не менее весьма существенное различие геологических условий проявления разрывных и складчатых структур. Разрывные структуры наблюдаются во всех геологических средах (телах), складчатые — только в слоистых или псевдослоистых. Этим обстоятельством подчеркивается фундаментальное значение разрывных нарушений и выде-

4³⁸

51

ляется дополнительный фактор, необходимый для образования складчатых структур – наличие в деформируемом геологическом теле исходной плоскостной структуры.

2.2. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

2.2.4. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Разрывные нарушения принадлежат к главным структурным элементам земной коры. Они в значительной степени определяют собой условия образования, формы залегания и пространственные взаимоотношения стратифицированных комплексов, оказывают существенное влияние на процессы магматизма, метаморфизма и оруденения. Являясь сквозными структурами глубокого заложения, разрывные нарушения служат выводными каналами для продуктов интрузивной, вулканической и гидротермальной деятельности. Поэтому магматические тела и постмагматическая минерализация обычно находятся в тесной пространственной связи с разрывными нарушениями.

Главное место в литературе, посвященной разрывным нарушениям, отдается региональным разрывным структурам, определяющим тектоническое развитие крупных участков земной коры. Проблемы динамики, механизма образования и морфогенеза разрывных нарушений успешно решаются на основе сочетания методов лабораторного моделирования с полевыми исследованиями в новом направлении тектонической науки — тектонофизике [Белоусов В. В., 1952; Гзовский М. В., 1975 и др.]. Вопросы конкретной методики изучения разрывных нарушений решаются в основном в связи с анализом структурных условий размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых [Королев Л. В., Шехтман П. А., 1965; Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И., 1960; Детальные структурно-прогнозные карты..., 1979, и др.]. Среди исследований, посвященных геолого-генетическим особенностям разрывных нарушений, заслуживают особого упоминания работы В. А. Невского [1959, 1967].

Приведенная ниже оценка условий образования разрывных нарушений исходит из представлений о стадийности процесса деформации и физико-механических свойств горных пород [Шихин Ю. С., 1960; Детальные структурно-прогнозные карты..., 1979]. В основу генетической классификации разрывных нарушений кладутся характер напряженного состояния горных пород и тип хрупкой деформации. Напряженное состояние определяется типом тектонической силы (сжатие, растяжение), ее направлением и возможными условиями высвобождения деформируемого объема пород (в вертикальном, горизонтальном или косом направлении).

Начальным моментом формирования всякого разрывного нарущения служит возникновение первичной трещины. Выделяется два типа хрупкого разрушения — отрыв и скалывание (срез). Им отвечают соответственно трещины простого приоткрывания и трещины скола. Первые возникли под действием нормальных, вторые — касательных напряжений. Из этих первичных форм возникают разрывные структуры двух геологических групп — раздвиги и сколовые нарушения.

Для характеристик разрывных нарушений той и другой групп используются понятия «бок» и «крыло» разрыва. При наклонном положении поверхности разрывного нарушения сверху от нее выделяется висячий бок, снизу — лежачий. О местоположении какого-либо геологического тела или элемента относительно поверхности нарушения говорят, что он размещен со стороны того или иного (висячего, лежачего) бока разрыва. Понятие «крыло» разрывного нарушения применяется обычно к частям геологических тел или поверхностей (пластов, контактов и др.), разобщенных разрывом. Если имеются в виду главным образом породы, их объемы, прилегающие к разрыву с противоположных сторон, используется термин «блок» (висячий, лежачий) разрывного нарушения.*

Под раздвигом В. В. Белоусов [1952] понимает результат расхождения стенок трещины, ее раскрытие. Высвобождение пород здесь совпадает с направлением растяжения. Раздвиг, по существу, представляет собой результат непосредственного развития трещины простого приоткрывания, состоящего в раздвижении блоков этого нарушения.

В отличие от раздвигов в сколовых нарушениях (разломах) смещение блоков происходит в плоскости трещины. Они различаются по характеру этого смещения, которое зависит от типа действующих сил и условий объемного высвобождения пород. В обстановке растяжения образуются сбросы, характеризующиеся опущенным висячим боком относительно лежачего. При сжатии возникают сколовые нарушения, у которых висячий бок относительно поднят (взбросы, надвиги), сдвинут в горизонтальном (сдвиги) или в косом направлении (взбросо-сдвиги, сдвиго-взбросы).

Разрывные нарушения отличаются от трещин по масштабам проявления. Принцип такого подразделения является в значительной мере условным. Если, например, структуру с амплитудой смещения в десяток метров можно уверенно отнести к разрывным нарушениям, то при смещении, выражающемся в сантиметрах, она, скорсе всего, будет названа просто трещиной. Принято относить к собственно разрывным нарушениям лишь такие, которые требуют индивидуального подхода при изучении. Все остальные рассматриваются как суммарное проявление хрупкой деформации пород и объединяются под общим названием трещиноватости.

Типы сколовых нарушений зависят от тектонических условий их образования — характера внешней силы и направления высвобождения пород из-под нагрузки. Оптимальное направление вы-

^{*} Употребление термина «блок» правомерно, если объем пород, прилегающих к разрывному нарушению, ограничен разломами также и с других сторон. — Наци. ред.

свобождения, в свою очередь, определяется физическим состоянием среды и объемными условиями реализации напряжений.

С бросы образуются под воздействием сил растяжения с высвобождением пород как вверх, в сторону земной поверхности, так и вниз. Наиболее часто сбросы возникают при вертикальных блоковых смещениях по границам сводово-глыбовых поднятий. Образование крупных сбросов в целом характерно для жесткой, консолидированной геологической среды.

Формирование взбросов происходит при облегченном высвобождении пород вверх. Они образуются близко к земной поверхности в условиях невысокой консолидации пород. По условиям деформации и физическому состоянию среды образование взбросов тесно связано с голоморфной складчатостью.

Надвиги отличаются от взбросов пологим залеганием своей поверхности. По условиям высвобождения объемов пород общей генетической особенностью всех надвигов является их формирование непосредственно у земной поверхности.

С двиги образуются в условиях высвобождения деформируемых объемов пород в горизонтальном направлении. Обстановка их формирования характеризуется определяющей ролью тангенциальных тектонических сил, возросшей мощностью земной коры и высокой степенью консолидации пород за счет предшествовавших процессов магматизма и метаморфизма. Залегание поверхностей сдвигов обычно близко к вертикальному.

Взбросо-сдвиги и сдвиго-взбросы * отвечают смещениям промежуточного типа. Главные их характеристики являются средними между присущими взбросам и сдвигам: залегание поверхностей смещения крутое наклонное, положение по отношению к складчатости — поперечное и кососекущее.

Приведенная классификация сколовых нарушений по характеру относительного перемещения блоков обычно называется морфологической. Каждый из выделенных типов отвечает, кроме того, и определенным физическим условиям образования нарушений, что придает классификации генетический смысл. В геометрических классификациях разрывных нарушений рассматриваются пространственные взаимоотношения пластов в перемещенных блоках. Попытки классифицировать разломы по признаку подвижности и неподвижности, «активности» и «пассивности» блоков, а также путем сопоставления предполагаемых скоростей перемещения блоков уязвимы, как правило, в исходных положениях.

2.2.2. СКОЛОВЫЕ НАРУШЕНИЯ

В общем случае сколовые нарушения представляют собой протяженные геологические тела — зоны со сложным внутренним строением, закономерно меняющимися мощностями и условиями залегания.



Рис. 19. Принципиальная схема строения сколового нарушения (разлома). Структурно-тектонические элементы: *I* — главная поверхность смещения; *II—IV* — поверхности смещения, параллельные главной; *V—VI* — поверхности смещения, сопряженные с главной; *VII* — тектовический пакет; *VIII* — шток интрузивных пород; *IX* — дайка; *X* субвулканическое тело; *NI—XII* — минеральные жилы. *I* — карбонатные породы; *2* — гранитоиды; *3* — диориты; *4* — диабазы; *5* — липариты; *6* поверхиости смещения; *7* — кагаклазиты и милониты; *8* — брекчии; *9* — зоны повышенной *II* — серицитизация; *II* — хлоритизация.

Главными элементами характеристики сколовых нарушений при картировании являются: висячий и лежачий бока (блоки), главные и побочные поверхности смещения, зоны деформированных пород, тектонические линзы, гидротермальная минерализация, проявления магматизма и метаморфизма в зоне (рис. 19).

Поверхности смещения (сместители)

Поверхность, разделяющая взаимно перемещенные блоки, носит название поверхности смещения, или сместителя, разлома. Поверхностям смещения разломов свойственна параллельно-волнистая форма, образованная чередованием выпуклостей и вогнутостей — структурных волн. Вследствие этого линии выхода сместителей нередко обладают четко выраженными изгибами по простиранию [Гзовский М. В., 1953 г., 1963 г.]. Морфологические особенности сколовых нарушений экспериментально воспроизведены М. В. Гзовским и Е. И. Чертковой [1953 г.] на моделях из влажной глины. Для объяснения формы сместителя привлекаются следующие представления о механизме его образования. По

^{*} В двучленных определениях переходных типов разломов, которые даются через черточку, главному понятию отвечает второе слово (например, взбрососдвиг — сдвиг с подчиненной по амплитуде взбросовой составляющей).

границе двух участков земной коры, испытывающих относительное смещение, возникает сеть разноориентированных трещин. Образующаяся затем сколовая поверхность объединяет отдельные интервалы трещин и приобретает вследствие этого ломаную, приближающуюся к волнистой, форму. М. Г. Гзовский [1960 г.] допускает также, что на начальной стадии формирования разрыва первичные трещины могли возникать на значительных расстояниях друг от друга, а затем, постепенно изгибаясь, сливаться в единую параллельно-волнистую поверхность.

Принято считать структурные волны выпуклыми или вогнутыми, глядя со стороны висячего бока разрыва. Понятия осей волн, ширины выпуклостей и вогнутостей применяются к ним по аналогии с соответствующими элементами складок.

Волны имеют неодинаковые размеры и могут принадлежать к разным порядкам. Каждая структурная волна осложнена сериями все более мелких волн. Волнистость разрывов в полевых условиях обычно подразделяется на пять порядков по условной шкале, разрабатываемой для конкретных нарушений изученной территории. У сколовых нарушений, являющихся объектами крупномасштабного картирования, ширина волн первого порядка колеблется в пределах сотен метров и редко достигает первых километров; волны пятого порядка измеряются десятками сантиметров и первыми метрами.

Рельеф ограниченных по площади участков сместителя всякого сколового нарушения приближается к «гофрированной» поверхности с кажущейся цилиндрической формой и параллельным расположением перегибов. На более значительных интервалах можно видеть, что в действительности волны имеют скорее «веретенообразную» форму и располагаются кулисообразно. Вдоль направления волнистости они постепенно выклиниваются и вновь возникают в смежных позициях.

Оси структурных волн всегда ориентированы по направлению смещения. У взбросов и сбросов они параллельны падению сместителя, у сдвигов — простиранию, у взбросо-сдвигов и сдвиговзбросов располагаются в косом направлении. Изгибы волн вдоль линии выхода на поверхность наиболее резко выражены у взбросов. Сдвиги обладают в рельефе наиболее плавными контурами, местами приближающимися к прямолинейным, но обнаруживают изгибы по падению в вертикальном сечении. На рис. 20 представлены профили разломов различных генетических типов, составленные методом, предложенным Ж. Н. Кузнецовым. Линия профиля отстраивается путем снесения по простиранию систематических измерений элементов залегания сместителя, в соответствии с их абсолютными отметками, на поперечную вертикальную плоскость. Из профилей видно, что сместитель взброса (а) обладает наиболее выдержанным общим падением, на которое не влияет наличие мелкой гофрировки (ниже будет показано, что в данном случае последняя обусловлена другими причинами); у сдвиговзброса (б) уже проявляются слабые признаки волнистости, а



Рис. 20. Типовые профили сместителей разломов различных генетических типов в северо-восточном окончании гор Моголтау (Срединный Тянь-Шань). По М. Е. Запрометову.

1 — взброс (Эффузивный разлом); 2 — сдвиго-взброс (Андыгенский разлом); 3 — взбросоедвиг (Бешкутанский разлом); 4 - сдвиг (Кызылтурский разлом).

взбросо-сдвиг (в) и сдвиг (г) обнаруживают в вертикальном сечении очень четко выраженные волны.

Сместитель не всегда строго отвечает чисто геометрическому представлению о поверхности, разделяющей блоки. В зависимости от размера смещения, свойств пород, глубины формирования разлома и других условий геологическое выражение сместителя может существенно меняться. При небольших амплитудах в пластичных и компетентных породах сместитель чаще имеет вид притертого шва, иногда с сопутствующим незначительным рассланцеванием непосредственно примыкающих к нему пород. В условиях более значительных смещений, особенно в хрупких породах, сместитель приобретает определенную мощность и уже представляет собой плоское геологическое тело, образованное двумя или даже несколькими сближенными поверхностями скалывания. Объем деформированных пород, заключенных между этими поверхностями, обособленный от общей зоны разрывного нарушения, нередко называют «внутренней зоной». Такой сместитель может иметь различные очертания в плане и в разрезе. Выделяются лентовидные, лентовидно-волнистые, линзовидные и четковидные формы сместителя, из которых две первых характерны в плане для разломов с преобладающим горизонтальным, две вторых — с вертикальным смещением. По характеру физического выражения различают сместители, представленные продуктами дислокационного преобразования пород (рассланцованные породы, брекчии, катаклазиты, милониты и др.) и выполненные метаморфическими (минеральные жилы) или магматическими (дайки) образованиями. Продукты деформации пород по-разному располагаются относительно сместителя, могут залегать как внутри, так и вне его — со стороны висячего, лежачего бока или с обоих боков.

Сколовые нарушения имеют одну или несколько поверхностей смещения. В общем случае смещение по разлому составляет сумму частных смещений по отдельным поверхностям (рис. 19). Выделяются главная («осевая») поверхность смещения, обладающая наибольшей амплитудой, и второстепенные поверхности. В некоторых случаях к главным могут быть отнесены две поверхности с приблизительно равными смещениями.

Второстепенные поверхности располагаются параллельно главной или сопрягаются с ней одним или двумя концами (одностороннее и двустороннее сопряжение), сливаясь в единую структуру и суммируя амплитуды смещения. Для характеристики разрыва важен учет позиции второстепенных поверхностей по отношению к главной — положение со стороны висячего, лежачего бока или с обеих сторон. В случае двух главных поверхностей смещения поотношению к ним различаются внешние и внутренние второстепенные поверхности.

Поведение сколовых поверхностей по падению и простиранию определяется не только их первичной волнистостью, но и характером смены свойств среды вдоль разлома и условиями его выклинивания. Влияние среды выражается в преломлении сколовых поверхностей на контактах пород с различными физико-механическими свойствами. По известному «закону Гартмана» при переходе в более хрупкие породы сместитель образует с поверхностью контакта больший угол, чем в пластичных. Вследствие преломления на горизонтальных поверхностях раздела изменяется угол падения разлома, на вертикальных — азимут простирания, на наклонных — оба показателя. Многократное преломление секущей сколовой поверхности в перемежающейся осадочной толще (например, в чередованиях пачек сланцев и песчаников) приводит к возникновению своеобразной «волнистости преломления» — системы параллельных перегибов вдоль напластования пород. Такие перегибы в сочетании со структурными волнами придают сместителю перекрестно-волнистую форму.

Выклинивание сколовых нарушений всегда сопровождается последовательным уменьшением амплитуды смещения до полного затухания разрывной структуры, но проявляется по-разному в зависимости от физико-механических свойств пород и динамических условий процесса. Особенности механизма выклинивания наиболее наглядно выражены у разрывов с преобладающим горизонтальным смещением. В пластичных породах сколовая поверхность постепенно теряет четкость, превращается в узкую зону ориентированного течения и рассланцевания, с развитием кливажа и серии затухающих флексурных изгибов слоев. В хрупкой среде полость



Рис. 21. Схемы распределения напряжений в блоках сколового нарушения (сдвига) при его выклинивании.

а — принципиальная схема (плюс — сжатие, минус растяжение); б — схема распределения напряжений по экспериментальным данным [Стоянов С. С., 1977 г.].

сместителя теряет сплошность и сменяется эшелонированными трещинами отрыва.

Затухание амплитуд смещения при выклинивании приводит к неравнозначности деформаций в блоках по простиранию разрыва. Принципиальная схема распределения напряжений в блоках приведена на рис. 21, а. Если максимальный размер смещения 1-1'отвечает средней части разлома, то в обе стороны от нее амплитуды уменьшаются (2-2' и 3-3') и, наконец, становятся равными нулю в областях выклинивания (4 и 5). При этом в соответствии с направлением сдвига в блоках возникают зоны сжатия и растяжения, а на концах разлома происходит концентрация напряжений (рпс. 21, δ), создающая предпосылки для расщепления его на серию более мелких сколов. Возникающие при этом структуры выклинивания типа «конского хвоста» воспроизведены С. С. Стояновым [1977 г.] экспериментально и изучены им в полевых условиях.

Структуры расщепления наиболее четко проявляются при наличии поперечных сколовых поверхностей, ограничивающих разлом по простиранию. Такие взаимоотношения характерны для динамопар — сопряженных систем сколовых нарушений, связанных динамическим единством в общем плане деформаций (рис. 22). Из таких двух систем сколовых поверхностей, возникающих при сжатии, преобладающее развитие получает лишь одна; сколы второй системы имеют подчиненное значение и заключены в пределах блоков, образованных первой [Шихин Ю. С., 1960].

Зоны деформированных пород

Главной особенностью зоны разрыва является широкое развитие в ней дислокационных преобразований пород. Виды этих преобразований различны. Они зависят от физико-механических



Рис. 22. Структуры выклинивания с расщеплением сместителя в динамопарах сколовых нарушений Срединного Тянь-Шаня (по А. В. Коровину).

сколовых парушения Средниного глив Шани (по и. 2. корозиму). а — северо-восточное окончание Железного разлома (горы Карамазар). 5 — юго-западное окончание Кызылтурского разлома (горы Моголтау). Левые сдвиги кызылтурской системы: 1 — Железный, 2 — Наугарзанский, 3 — Лашкерекский (Буюрлюкский), 4 — Сарынульмы: 5 — Акшуранский, 6 — Кызылтурский, 7 — Кошмуллинский сопряженный, 8 — Станоский, 5 — Осевой, 10 — Музбулакская группа разломов. Правые сдвиги кенкольской систевой. 9 — Осевой, 10 — Музбулакская группа разломов. Правые сдвиги кенкольской систевой. 11 — Кумбельский, 12 — Пистелисайский, 13 — Мазарбельский, 14 — Дахчалысайский, 15 — Агаджольский, Стрелками показаны направления горизонтальных смещений, цифрами возле стрелок — амплитуды, м, цифрами в кружках — номера разломов.

свойств пород и их агрегатного состояния в момент деформации. Продукты дислокационного преобразования пород объединяются под общим названием тектонитов.

На пластической стадии деформация проявляется в виде течения и пластичного скалывания. В пластичных породах для зоны сколового нарушения характерно усложнение форм имевшихся складок и образование новых, собственно приразрывных складок волочения, широкое развитие ориентированных текстур (кливаж, рассланцевание). Виды хрупкой деформации более разнообразны. Выделяются четыре последовательные ступени дислокационного преобразования пород — трещиноватость, брекчирование, катаклаз и милонптизация. В ходе деформации эти ее виды значительно перекрываются и в конечных продуктах преобразования могут быть представлены совместно. Наряду с проявлениями хрупкой деформации в породах всегда различаются следы предшествовавшей пластической деформации.

Трещиноватость пород в зоне разрыва может иметь разное происхождение. Подавляющее большинство трещин непосредственно связано со смещением по разрыву. Это прежде всего мелкие сколовые трещины, параллельные поверхности смещения и принадлежащие к той же системе; трещины скалывания второй составляющей динамопары; первичные эшелонированные трещины отрыва, еще не успевшие трансформироваться в зоны скалывания; наконец, такие же системы трещин отрыва и скалывания, отвечающие подчиненному направлению высвобождения объемов пород при трехосной деформации. Ряд систем трещин и даже мелких поперечных сколовых нарушений возникает в зоне разрыва вследствие охарактеризованной выше неоднородности распределения напряжений и деформаций. Проявляются и подчеркиваются также поверхности отслоений, контактов, первичной магматической отдельности и другие структурные элементы пород, что значительно повышает общую интенсивность трещиноватости в зоне. В целом зона разрыва выступает как объемная совокупность различно ориентированных трещин, обладающих в отдельных частях ее неодинаковыми масштабами и интенсивностью развития.

Насыщенность пород трещинами меняется в широких пределах. Для ее оценки А. В. Королевым [1951] введено понятие удельной трещиноватости, под которой понимается число макроскопически видимых трещин, приходящихся на линейный метр обнаженной плоскости горной породы. В. А. Невский [1959] для той же цели за основу измерения принимает размер блока, ограниченного трещинами.

Если обломки пород разобщены и повернуты друг относительно друга, имеет место уже явление брекчирования, отвечающее более высокой ступени тектонической нарушенности пород.

Дальнейшие преобразования проявляются во всем объеме породы на уровне кристаллической структуры. Катаклаз выражается в нарушении кристаллической решетки минералов и охватывает переход от стадии пластической деформации (волнистое угасание, трансляции, двойникование) к хрупкому разрушению (растрескивание, дробление). Процесс не сопровождается полной грануляцией или значительными дифференциальными перемещениями минеральных зерен. Иногда катаклазиты внешне сохраняют даже первоначальные текстурные признаки породы, хотя ес кристаллическая структура существенно меняется. Милонитизация составляет последнюю ступень дислокационного преобразования пород. Для милонитов характерно полное разрушение большинства зерен минералов и превращение их в общую массу мелкогранулированных обломков. Дробление, истирание и развальцевание зерен достигают высшей степени в ультрамилонитах, называемых также глинкой трения. Вследствие дезинтеграции минералов и утраты внутренних связей, присущих кристаллическому веществу, при милонитизации порода претерпевает своеобразный переход от хрупкой вновь к пластической деформации. Милониты приобретают способность к пластическому течению, образуют характерные линзовидно-полосчатые сланцеватые текстуры. Известны случаи цементации милонитами обломков пород [Константинов Н. Ф. и др., 1967 г.] и даже размещения их в виде жильных тел путем выполнения трещин [Корытов Ф. Я., 1968 г.].

При дислокационных преобразованиях пород широко развиты явления перекристаллизации. Наиболее характерны они для ступеней катаклаза и милонитизации, где суммарная поверхность зерен, поддающихся перекристаллизации, становится максимальной [Полеховский Ю. С., 1980 г.]. В результате перекристаллизации тектониты приобретают различные бластокластические структуры (бластомилонитовая, порфиробластовая и др.).

Размещение тектонитов в зоне сколового нарушения подчиняется определенной закономерности. Породы разных ступеней преобразования составляют элементы своеобразной дислокационной зональности относительно поверхностей смещения. На удалении в породах наблюдается общая трещиноватость с интенсивностью, постепенно нарастающей в направлении сместителя, близ которого появляются сначала брекчии, а затем катаклазиты и милониты, непосредственно выполняющие «внутреннюю зону» разрыва. Вследствие дислокационной зональности блоки пород, заключенные между поверхностями смещения, остаются сравнительно слабо деформированными в своих центральных частях, но последовательно повышают степень нарушенности в обе стороны и превращаются в типичные тектониты со свойственными им текстурными и структурными особенностями. Переходы между зонами, как правило, постепенные, значительно реже наблюдается резкая смена степени дислоцированности.

Тектонические линзы. Линзовидные блоки пород, ограниченные двусторонним сопряжением сместителей (рис. 23), нередко называют тектоническими линзами или пакетами *. Они присутствуют в зоне разлома вдоль главной, а также второстепенных поверхностей смещения. Располагаясь в различных сколовых составляющих зоны разрыва, они удлинены параллельно друг другу. Главная особенность линз состоит в удаленности слагающих их пород от места коренного залегания. В отдельных случаях такое перемещение превышает 10—15 км.



Рис. 23. Форма и условия залегания тектонических пакетов в сколовых нарушениях с вэбросовым (a) и сдвиговым (б) смещением.

Тектоническое происхождение многих линз, зажатых между чуждыми по вещественному и формационному составу породами,. нередко становится очевидным только после выполнения специальных исследований. Именно такие работы позволили выявить при-падлежность к тектоническим линзам своеобразных «известняковых прокладок» [Сонюшкин Е. П., 1955]. Карбонатные породы вообще являются наиболее характерными породами тектонических линз. Незначительное число линз образуют пластичные глинистыесланцы и алевролиты. Эти породы иногда слагают линзы типа «тектонических прокладок» среди изверженных пород [В. И. Казанский, 1955 г.], обычно не достигающие больших размеров и вследствие пластического течения полностью утрачивающие первичные текстурные признаки. Большую редкость представляют линзы интрузивных, вулканических и других пород, обладающих хрупкими свойствами. Очень хрупкие породы практически не образуют тектонических пакетов. В изолированных блоках или линзах они легко разрушаются при перемещении по разрывам.

Форма тектонических линз в плане и в разрезе тесно связана с ориентировкой структурных волн поверхности смещения и зависит от генетического типа разлома. Для взбросов и сбросов в плане характерны сравнительно короткие, изогнутые тектонические линзы, для сдвигов – удлиненные, прямолинейные.

Морфологические типы зон. В зависимости от генетических типов разрывов, амплитуд смещения, состава вмещающих пород и других условий зоны разрывов могут различаться по ряду признаков и принадлежать к разным морфологическим типам. Группировка зон производится по следующим признакам (рис. 24):

а) число поверхностей смещения. Крупные разрывы обладают большим числом поверхностей и, как правило, большей мощностью зоны. Выделяются зоны с одной и несколькими поверхностями смещения (одноосевые, двухосевые и т. д.). Зоны с несколькими поверхностями обычно определяются как многоосевые;

^{*} Их не следует путать с пакетами тектонических (надвиговых) пластин.



Рис. 24. Схема группировки морфологических типов зон сколовых нарушений (по Ж. Н. Кузнецову).

а то числу поперхностей смещения: 1 — одноосевая, 2 — двухосевая, 3 — ... осевая; 6 — по форме в плане: 4 — лентовидная, 5 — волнистая, 6 — линаовидная, 7 — ветвистая, 8 — неправильной формы; в — по положению относительно главной поверхности смещения; 9 — внешняя оснометричная, 11 — внешняя односторонняя, 12 — внутренняя; г — по взаимоогношениям второстеленных поверхностей смещения с главной; 13 — параллельные, 14 — соцояженные, 15 — внутренние; д — по взаимоотношениям с недеформированными частями блоков; 16 — постепенное затухание, 17 — резкая граница, 18 — ступентатое затухание, 17 — резкая граница, 18 — ступентатое затухание, 17 — резкая граница, 18 — ступентатое затухание.

б) форма в плане. Внешние очертания зоны могут иметь лентовидные, волнистые, линзовидные, ветвистые или неправильные контуры. Лентовидная форма со слабо выраженными изгибами и выдержанной мощностью характерна для зон нарушений с преобладающим горизонтальным смещением, волнистая — с вертикальным. Линзовидная форма зон особенно четко выражена у избросов и сбросов, испытавших повторные дифференцированные смещения в горизонтальном направлении; ветвистая — у разрывов с сопряженными поверхностями смещения;

в) положение относительно главной поверхности смещения. Может быть симметричным, асимметричным, односторонним или внутренним. В первых трех случаях положение зоны целиком определяется физико-механическими свойствами пород в блоках главная часть ее мощности или даже вся она располагается со стороны более хрупких пород. При наличии двух главных поверхностей смещения внутренняя зона развивается по разделяющему их блоку хрупких пород; г) взанмоотношения второстепенных поверхностей смещения с главной. Выделяются случаи параллельных, сопряженных и внутренних поверхностей, рассмотренные выше;

д) взаимоотношения с недеформированными частями блоков. Обычно характеризуются постепенным затуханием интенсивности дислокационных преобразований пород. Случаи резкого или ступенчатого затухания встречаются при наличии контактов разнородных пород или одиночных поверхностей скалывания, не сопровождающихся собственной зоной деформированных пород, но резко ограничивающих пределы распространения общей зоны.

Морфологическая характеристика зоны обычно дается в суммарном виде, по совокупности признаков, например: «двухосевая лентовидная, симметричная зона с параллельными поверхностями смещения и резкими границами» или «многоосевая ветвистая, асимметричная зона с сопряженными поверхностями смещения и постепенным затуханием».

Порядки разрывных нарушений

Порядки нарушений выделяются по масштабам их проявления. Принцип такой группировки может быть различным.

В. А. Невский [1959] делит разрывы на пять порядков по их протяженности. К первому порядку относятся разрывы длиной в сотни километров; ко второму — во многие десятки, до 100—150 км; к третьему — в первые десятки, до 30—40 км; четвертому — до 10—15 км; пятому — от сотен метров до 1—1,5 км. При всей кажущейся четкости такого подразделения следует заметить, что примеры, когда удается установить действительную длину разрывного нарушения «от выклинивания до выклинивания» в геологической практике достаточно редки. Для многих разрывов, продолжения которых приходятся на чехлы рыхлых отложений, выяснить это обычными геологическими методами вообще невозможно. Кроме того, приведенную классификацию нельзя применять непосредственно в процессе съемки, до охвата картированием территорий, сопоставимых с длиной большинства разрывов.

Между тем длина разрывов обычно хорошо коррелируется с размером смещения, который можно определить по данным картирования. Поэтому в основу предлагаемой схемы положены размеры смещений, а не протяженность разломов. Размер смещения служит главным, но не единственным группировочным признаком. Учитываются ранговое значение системы в динамопаре (главная или подчиненная), длина разрыва (прослеженная и предполагаемая), его стратиграфическая глубина (число пересекаемых стратиграфических подразделений), относительное магмовыводящее значение, также косвенно характеризующее глубину его заложения, и средняя мощность зоны. При равных амплитудах смещения из двух разрывов к более низкому порядку может быть отнесен тот из них, который принадлежит к главной системе динамопары или имеет заведомо более глубокое заложение; бо́льшую, мощность зоны и др.

Градации разрывов по размерам смещения имеют местное значение и разрабатываются применительно к предельным характеристикам конкретных нарушений данного региона. Учитывая, что амплитуды горизонтальных смещений нередко достигают бо́льших абсолютных значений, чем вертикальных, для них могут приниматься отдельные категории группировки. Ниже приводится схема группировки разрывов по порядкам, принятая при средне- и крупномасштабной геологической съемке территории Северного-Таджикистана.

Порядок	Смешение, км	
	вертикальное	горизоитальное
I II III IV V	Более 5 1,5—5 0,5—1,5 0,2-0,5 Менее 0,2	Более 10 3—10 1.—3 0,5—1 Менее 0,5

Повторные смещения по разрывам

Разрывы, как правило, являются долгоживущими структурами. С момента их заложения в течение всего последующего времени тектонической активности региона они могут испытывать многократные обновления, в ходе которых или последовательно наращивают первоначальную амплитуду, или, наоборот, меняют тип смещения и развиваются по новой кинематической схеме. Повторные смещения имеют громадное значение. Именно с ними, а пес основными смещениями связана вся магмовыводящая и рудоконтролирующая роль разломов.

В процессе первичных смещений сколовые нарушения, образующиеся в условиях сжатия, плотно закрыты, притерты и непроницаемы для магматических расплавов и постмагматических эманаций. Приоткрыванию разрывов способствует волнистая форма поверхностей смещений. Боковые приоткрывания образуются при дифференциальных повторных смещениях, не превышающих длины волны и отличающихся от первоначальных, т. е. ориентированных в поперечном или косом направлении к осям структурных волн [Шихин Ю. С., 1960]. При этом у разрывов с первичным вертикальным смещением (взбросы, сбросы) полости приоткрывания, возникающие вдоль волн, направлены круто вниз и непосредствешно открывают путь магматическому расплаву и постмагматическим растворам; разрывы с косым смещением (сдвиго-сбросы, взбросо-сдвиги) менее продуктивны как выводящие структуры, с горизонтальным (сдвиги) — не продуктивны. Повторные смещения в самом разрыве могут проявляться поразному. Это прежде всего изменение характера конечного смещения — увеличение амплитуды, появление вертикальной или горизонтальной составляющей. Обновления приводят также к увеличению мощности зоны разрывного нарушения, к усложнению ее внутреннего строения за счет повышения степени дислоцированности пород, внедрения магматических тел и постмагматической минерализации. Наконец, повторные смещения, отличающнеся по направлению от первоначальных, неизбежно приводят к искажению морфологических особенностей сместителя. В случае значительных смещений может иметь место «стирание» первичных волн низших порядков с образованием общей зоны дробления и рассланцевания в полости сместителя. Обычно же при умеренных амплитудах перемещений происходит лишь взаимное наложение структурных волн с образованием перекрестной волнистости.

2.2.3. РАЗРЫВЫ РАСТЯЖЕНИЯ

Разрывы растяжения (трещины отрыва) являются второй тенетической разновидностью разрывных нарушений, принципиально отличной по механизму образования от рассмотренных выше сколовых нарушений. Термин трещина отрыва более точен для обозначения разрывов, возникших в результате растяжения, и ему отдается предпочтение перед универсальным в генетическом отношении [Кушнарев И. П., 1977] понятием раздвиг, введенным в литературу В. В. Белоусовым [1952].

Трещины отрыва ориентируются перпендикулярно к действующей силе растяжения и раздвигание их стенок приводит к образованию зияющих полостей. В частном случае трещины растяжения занимают косое положение к растягивающему усилию. Такие полости могут образоваться при раздвигании стенок уже существующих разрывных нарушений как отрыва, так и скалывания.

В горных породах крупные разрывы растяжения возникают в двух кинематических ситуациях. Они могут быть прямым следствием деформации, т. е. быть непосредственным результатом растяжения, параллельного главному напряжению. Кроме того, они могут представлять вторичный результат деформации. В этом случае они возникают в результате упругого расширения—растяжения в плоскости, перпендикулярной к главному (сжимающему) напряжению.

В природных условиях полости трещин растяжения почти никогда не сохраняются полыми, зияющими. В зависимости от места заложения в разрезе толщи, от размера по падению, от размера зияния, от степени метаморфизма пород, от глубины проникновения в нижние горизонты коры полости трешин растяжения заполняются на всю ширину, длину и высоту тем или иным материалом. В одной обстановке это брекчия из обломков пород стенок, в другой — такие породы из окружения полости, которые обладают свойством ползучести, в третьей — отложения гидротерм.

67



Рис. 25. Разрез полости Бельмазарского «разлома» — разрыва растяжения (по В. А. Затолокиной).

ких пород, тогда как вмещающие их некомпетентные породы реагируют на те же напряжения пластическим растяжением.

В метаморфических породах трещины растяжения выполняются материалом легкоплавкой кварцевой или кварц-полевошпатовой фазы. Очень часто разрывы растяжения вмещают магматические породы кислого, среднего, но пре-

имущественно основного состава.

отрыва образуются в первую оче-

редь в наиболее жестких, компе-

тентных слоях и в последнюю

очередь — в самых пластичных, способных к течению. Если растяжение испытывает толща, сло-

женная породами, контрастными

по физическим свойствам, то

трещинами отрыва поражаются

только пласты или линзы хруп-

В подвергшейся растяжению гетерогенной по механическим свойствам толще пород трещины

Примером крупной полости отрыва в компетентном пласте слабометаморфизованной толщи может служить так называемый Бельмазарский разлом Большого Каратау, детально изученный в своем нижнем окончании с помощью буровых скважин. Длина полости растяжения около 4 км, раздвижение стенок от нескольких десятков до 200 м. Разрыв захватывает только породы каменноугольного возраста, в составе которых преобладают известняки и доломиты, и отсутствует в подстилающих пластичных аргиллитах и глинисто-карбонатных породах девона, которые заходят в раздвинутую трещину снизу в форме антиклинальной складки (рис. 25). Но в главном объеме полость заполнена брекчиями карбонатных и глинисто-карбонатных пород, выдавленными, по мнению В. В. Бронгулеева [1967 г.], из нижних горизонтов разорванного пласта.

Последовательность формпрования разрывов хрупких пластов внутри пластичных с большой наглядностью иллюстрируют структуры будинажа линзовидных тел метабазитов в архейской гнейсовой толще Беломорского подвижного пояса [Беломорский комплекс..., 1962]. Разобщение стенок полости растяжения достигает здесь 100—180 м при мощности разорванной линзы хрупких пород до 60 м. Стадии раскрытия крупной трещины растяжения могут быть демонстрированы поперечными разрезами межбудинных пространств, составленными по материалам детального изучения и эксплуатации пегматитовых тел, локализованных в разрывах (рис. 26).



Рис. 26. Поперечные сечения полостей растяжения при будинаже линзовидных тел интрузивных метабазитов (Северная Карелия). По Б. И. Ревнову. Полости трещин растяжения в телых метабазитов выполнены пегматитом и гнейсами; полости отрыва в гнейсах – пегматитом. *а-е* – объяснения в тексте; *I* – биотитовые гнейсами; исс.; 2 – метабазит (интрузивный); 3 – пегматит; 4 – поверхности современного эрозионного среза конкретных пегматитовых тел и их групп.

При малом раздвижении блоков полость (выполненная пегматитом) имеет дайкообразную форму с тупыми концевыми частями — складчатыми втеками вмещающих гнейсов (рис. 26, а). Разобщение жестких блоков на более значительное расстояние сопровождается заполнением полости раздвижения вмещающими линзу пластичными породами. Они образуют встречные изгибы складчатого типа со стороны подошвы и кровли будинированной линзы. Остальной объем полости заполнен пегматитом. При ширине полости, примерно равной мощности жесткого пласта или линзы, сечение жильной полости имеет форму двояковогнутой линзы. Размещенные в таких полостях крупные (шириной до 60 м) пегматитовые тела осложнены апофизами — выполнениями пегматитом радиальных трещин растяжения, образующихся в гнейсах (рис. 26, б). При более значительном раздвижении будин гнейсы висячего и лежачего боков хрупкой линзы смыкаются между собой в срединной части межбудинного пространства и разделяют жильную полость на две клиновидные в поперечном сечении части, сужающиеся навстречу друг другу от торцевых граней блоков хрупкого тела (рис. 26, в). Последующее раздвижение блоков сопровождается образованием трещин растяжения третьего поколения, приуроченных к участку сомкнувшихся гнейсов кровли и подошвы линзы в срединной части межбудинного

пространства (рис. 26, *г*, *д*, *е*). Эти трещины параллельны первичным отрывам в хрупкой линзе, положившим начало процессу разобщения ее на глыбы-будины, и их возникновение есть свидетельство того, что толща все еще продолжает испытывать однонаправленное растяжение. Полости имеют максимальную ширину у поверхности смыкания некомпетентных пород кровли и почвы линзы метабазитов и быстро затухают вверх и вниз от этой поверхности.

В толщах, не столь контрастных по физическим свойствам пород, как рассмотренные, формирование крупных разрывов растяжения начинается с возникновения небольших трещин отрыва в более компетентных прослоях перпендикулярно к действующей силе растяжения. Последовательность образования таких полостей можно показать по результатам детальных съемочных, разведочных и эксплуатационных работ на крупных (до 1000 м длиной) пегматитовых жилах Беломорской пегматитовой провинции, ориентпрованных строго перпендикулярно к шарнирам крупных (2— 7 км шириной) антиклинальных складок.

Условием образования пегматитовмещающих полостей растяжения на этой территории явилось возникновение мощных растягивающих напряжений вдоль антиклинальных складок в местах их поперечных сводовых перегибов. Первые разрывы зародились в замковой части антиклинали, где гетерогенная толща подверглась наибольшему растяжению. Эти внутриформационные разрывы локализуются в узкой поперечной к антиклинали зоне. Вслед за их образованием, увеличивая длину зоны, возникают разрывы на крыльях антиклинальных складок (стадия I на рис. 27). Рост каждой трещины в длину, а также вверх и вниз приводит к слиянию трещин, лежащих в одной и той же плоскости, что сопровождается резким раздвижением стенок и удлинением объединенной полости. Более сложным было объединение таких же параллельных друг другу полостей, но не лежащих в одной плоскости. При росте их наступал момент, когда их концы начинали кулисообразно заходить один на другой (рис. 28). Узкие перемычки гнейсов между концами кулис в обстановке растяжения толщи оказывались неспособными сохранить целостность. Они деформировались и разрушались, что сопровождалось объединением полостей. В результате этого самостоятельный рост и расширение каждой отдельной кулисной полости растяжения сменялся ростом и раздвижением более крупной суммарной полости растяжения. Объединение первичных разрывов сопровождалось перераспределением некомпенсированного напряжения с двух (или нескольких) трещин на одну, что приводило к существенному удлинению и расширению объединенной полости, к возникновению новых кулисообразных заходов трещин одна за другую, к новым слияниям трещин (стадии II, III, IV на рис. 27). Процесс объединения полостей и их совместного роста и раздвижения продолжался до того момента, пока не была обеспечена разрядка растягивающих напряжений. Здесь следует заметить, что строение

Рис. 27. Принципиальная схема роста и раскрытия разрыва растяжения, выполненного пегматитом [Горлов Н. В., 1973 г.].

мест соединения кулисных трещин в более крупную полость растяжения отличается своеобразием и подобные структуры являются надежным диагностическим признаком трещин отрыва (см. разд. 3.2.3).

Из крупных трещин растяжения наиболее распространены полости, выполненные основным магматическим материалом и представленные дайками долеритов, диабазов и некоторых других пород. Параллельные друг другу дайки группируются в пояса, пучки, рои или поля. В течение геологической истории, от архея до кайнозоя, такие группировки дайковых тел формировались многократно.

Дайковые пояса пространственно совмещены с областями или зонами растяжения земной коры. Формирование роев сближенных даек при растяжении океанической коры известно под названием спрединга. В континентальной коре пояса даек лежат в пределах


Рис. 28. Кулисное по простиранию (а) и по падению (б) строение разрывов растяжения, выполненных пегматитом (Северная Карелия). Материалы ИГГД и Чупинского РУ.

протяженных флексурных изгибов и внутри областей аркогенеза. Рои даек в стыке Балтийского щита и Русской плиты порождены, по мнению А. А. Полканова [1956 г.], растяжением в зоне пограничного флексурного перегиба. Такой флексурный уступ в залегании пород явился причиной локального растяжения пород в линейной зоне шириной около 70 км и возникновения крупных трещин отрыва, по которым и образовался дайковый пояс. Аналогичное структурное положение занимают дайковые пояса Центральной Швеции, восточного побережья Гренландни и многие другие. В обстановке аркогенеза формировались некоторые из дайковых полей и поясов Балтийского щита, Урала, Кавказа, Тянь-Шаня, Бретани, Западной Гренландии, Канады, Южной Африки, Западной Австралии.

Образование лишь немногих дайковых поясов рассматривается не в прямой, а во вторичной связи с наибольшим главным напряжением. В частности, палеозойские и третичные дайковые пояса Шотландии, по мнению Е. Андерсона [Anderson E. M., 1951 г.], возникли в результате растяжения пород в плоскости, перпендикулярной к главной действующей силе тангенциального сжатия. Ориентировка трещин отрыва в такой кинематической ситуации совпадает с направлением наибольшего главного напряжения.

Магматический материал, заполняя трещины отрыва, в некоторых случаях оказывает интенсивное механическое воздействие на стенки полости и содействует их раздвижению и возникновению трещин растяжения, поперечных к основной дайковой полости.

2.2.4. КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ И РАДИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗРЫВОВ

Исследованиями последних десятилетий установлено, что концентрические и радиальные системы разрывов имеют повсеместное распространение, являясь основными каркасными элементами кольцевых структур различного происхождения. Эти дизъюнктивы образовывались во все периоды геологической истории Земли. Многие из них формировались весьма длительное время, исчисляемое десятками и сотнями миллионов лет. В своем распределении они тяготеют к определенным региональным структурам, таким как крупные купола и своды, стыки антиклинориев и синклинориев, периферические части выступов стабильных блоков, узлы сочленения глубинных разломов. К числу локальных структур, с которыми генетически сопряжены концентрические и радиальные нарушения, относятся брахиформные и диапировые складчатые формы, соляные купола, интрузивы, вулкано-тектонические постройки, астроблемы.

На геологических картах концентрические разломы вырисовываются в виде почти правильных кругов или овалов (рис. 29). Иногда они ограничивают многоугольные изометрические площади. Поверхности концентрических разломов обычно неровные, бугристые.

Они сопровождаются брекчированием и катаклазом пород, иногда с образованием полосчатых тектонитов мощностью до первых десятков метров. Максимальные вертикальные подвижки при одноактном перемещении внутрикольцевого блока отмечены для центрально-кольцевой структуры Оссипи в провинции Новая Ан-



Рис. 29. Радиально-концентрические системы разрывных нарушений.

а — щелочно-ультраосновной массив Инагли, Алдан (по Карчагину А. М., 1972 г.); б — импактная структура Уэлс-Крик в штате Теннессн, США (по Stearns R. G., 1968 г.); *І*-3 разрывные нарушения: *І* — концентрические, 2 — радиальные, 3 — тангенциальные, 4 геологические границы; 5 — породы, вмещающие интрузив Инагли; 6 — водораздельная линия вала метеоритного кратера Уэлс-Крик. глия, США, где они достигают 4,5 км [Свешникова Е. В., 1973]. Но в большинстве случаев имеют место многократные перемещения внутрикольцевого блока вверх и вниз, суммарный результат которых составляет 0,5—3,0 км. Кроме вертикальных движений в некоторых случаях отмечаются следы ротационных подвижек центрального блока вокруг своей оси.

Среди концентрических разрывных нарушений принято выделять кольцевые и конические. Коническими считаются разрывы с наклоном плоскости сместителя менее 75° к центру структуры, остальные концентрические нарушения относятся к числу кольцевых. Из этого определения вытекает, что разделение кольцевых и конических разломов недостаточно обосновано. По-видимому, логичнее все их относить к кольцевым с указанием направления и угла падения поверхностей их сместителей. Разновидностями кольцевых разломов являются полнокольцевые и дугообразные, неполнокольцевые. Известны ослабленные зоны кольцевой формы с кулисообразно или пунктирно-прерывисто расположенными разломами. Вероятно, они являются отражением полнокольцевых разломов, не повсеместно дошедших до современной земной поверхности. Обычная форма кольцевых разломов, достигших поверхности Земли, субцилиндрическая с вертикальным или крутым падением стенок к центру или от центра структуры. Для кольцевых разломов, не достигших поверхности эрозионного среза, характерна куполообразная форма верхней его части, зачастую с уплощенным верхом. В качестве примера формы подземного кольцевого разлома, близкой к реальной, может служить форма залечивающих его даек [Свешникова Е. В., 1973]. Такие дайки в верхних структурных горизонтах земной коры имеют явно выраженную куполовидную форму, а с глубиной нередко распадаются на серию вертикальных линейных даек. Но, в первую очередь, кольцевые разломы предопределяют формирование кольцевых интрузивных тел. Внешние кольцевые разломы играют также роль барьеров, за пределы которых магма почти не проникает.

В современных вулканах можно наблюдать, что кольцевые разломы обычно ограничивают вулканические кальдеры, т. е. они являются кальдерными разломами. По отношению к вулканическому аппарату кальдеры бывают периферическими, когда вулканическая постройка целиком проседает над магматическим очагом, и вершинными, когда оседает или обрушивается только ее вершинная часть. Первые обычно связаны с глубинным магматическим очагом, на месте которого позже формируется крупный интрузив, вторые — с близповерхностной магматической камерой --будущим центральным лакколитом. Этими факторами определяется глубина заложения такого типа расколов, и, следовательно, они могут быть выделены в группу надочаговых структур. Периферические кальдеры у щитовых вулканов достигают в диаметре 60-100 км и более, у стратовулканов - 20-30 км. Вершинные кальдеры ограничены крутыми, почти вертикальными разломами, по которым опущена околожерловая часть вулканической постройки. Их размеры небольшие, порядка 0,2—0,3 диаметра вулканического сооружения. С одним вулканом может быть связано несколько вложенных друг в друга, иногда эксцентрично, кальдер, границы которых отбиваются кальдерными разломами. Иногда в пределах более древней вулкано-плутонической структуры линейного типа концентрические разломы частично накладываются друг на друга, образуя полицентральные системы. В целом в процессе развития вулканического цикла размеры кальдер последовательно уменьшаются. Формирование кальдер сопровождается сильными взрывными извержениями с образованием огромных полей туфов, пемз и игнимбритов среднего и кислого состава. Отмечается, что объемы кальдер более или менее сопоставимы с объемом пирокластов.

Концентрические разломы сочетаются с линейными — радиальными и тангенциальными. Их взаимоотношения достаточно сложны и требуют детальных наблюдений, поскольку в период формирования кольцевой структуры может быть несколько этапов, когда возникают тектонические условия, благоприятные для проявления разрывных дислокаций. Следует иметь в виду, что по крайней мере на некоторых структурах линейные и концентрические системы разломов образуются синхронно [Свешникова Е. В., 1973; Спенсер Э. У., 1981].

Радиальные нарушения играют по отношению к общей структуре различную роль. Они могут рассекать только вмещающие толщи, образуя ореол вокруг центрального плутона, либо участвуют в дроблении внутрикольцевых тел. Чаще же они одновременно дислоцируют породы как магматического комплекса, так и вмещающей рамы. Наконец, они могут играть большую роль при перемещении секториальных блоков кольцевой структуры, особенно на поздних фазах ее становления. Во многих случаях они выполнены дайками. Радиальные зоны тектонически нарушенных пород, так же как и концентрические, нередко являются коллекторами для метасоматических и гидротермальных образований. К пересечениям радиальных сбросо-сдвиговых нарушений с концентрическими тяготеют рудопроявления и месторождения. Тангенциальные разломы в большей мере приурочены к периферическим частям кольцевых структур или их обрамлению (рис. 29, а) и также могут быть залечены дайками.

Последующие тектонические движения иногда приводят к смещению отдельных частей радиально-концентрических систем, нарушая их первоначальную форму и затрудняя их выявление.

2.2.5. ПЛАНЕТАРНЫЕ СИСТЕМЫ ТРЕЩИН И РАЗРЫВОВ

«Планетарная трещиноватость представляет собой закономерно ориентированные первично вертикальные системы прямолинейных трещин, перекрещивающиеся в плане и разбивающие горные породы на геометрически правильные блоки» [Шульц С. С., 1966 г.]. По мнению большинства исследователей, закономерная ориентировка трещин обусловлена флуктуациями угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси. Считается, что фигура Земли находится в соответствии с моментом вращения планеты, т. е. полностью контролируется ротационными силами. Результирующие векторы сил упругого сжатия и растяжения при кратковременных изменениях угловой скорости и приливных деформациях направлены по меридианам к экватору (при возрастании угловой скорости) или к полюсам (при замедлении вращения). В таких условиях в напряженном слое литосферы постепенно развиваются явления усталости. Накапливаясь в стабильном по отношению к географическим полюсам поле ротационных тангенциальных напряжений, они приводят к возникновению геометрически правильной сети трещин.

Особенно проста и характерна планетарная трещиноватость в горизонтально залегающих породах платформенного чехла. Широко распространенные здесь вертикальные трещины небольшой величины имеют горизонтальные ограничения в виде кровли и подошвы пласта. В соседних пластах развиты те же системы трещин, но они не переходят из слоя в слой. В разрезе это напоминает кладку из кирпичей неодинаковых размеров, толщина которых отвечает мощности пласта, а длина является функцией мощности (чем тоньше слой, тем чаще трещиноватость).

Каждая пара сопряженных систем планетарных трещин пересекается в плане под углом, близким к прямому. Статистический анализ (розы-диаграммы) позволяет выделить устойчивые ориентировки систем трещин. На молодых платформах доминируют следующие простирания трещин: С 0°, СВ 45°, В 90°, СЗ 315°. Эти направления составляют две системы ортогональных и две системы диагональных трещин. Направления главных нормальных напряжений совпадают при этом с параллелями и меридианами, а главных касательных — составляют с последними угол 45°.

В районах со сложной гетерогенной тектонической структурой, включающей разновозрастные складчато-разрывные зоны, также обнаруживаются трещины, которые могут быть отнесены к системам планетарной трещиноватости. Главная их особенность — выдержанность ориентировки на всей площади района независимо от того, каков возраст пересекаемых ими толщ, интрузивных массивов, складчато-разрывных комплексов. В этих же районах нередко удается выявить системы крутопадающих сдвиговых нарушений (правых и левых сдвигов), ориентировка которых сохраняется неизменной на всей площади района и далеко за его пределами. Такие разрывы обычно относят к системам регматического скалывания, также имеющим планетарное распространение.

Согласно Дж. Д. Муди и М. Дж. Хиллу [1960 г.], возникновение планетарной системы сдвигов относится к периоду, когда земная кора впервые развилась до степени, способной противостоять сжатию. Источником сжимающего напряжения могут быть суточное вращение Земли и связанная с ним полюсобежная сила, вы-

76

зывающая смещение масс от полюсов к экватору. Так, П. С. Воронов [1968] обосновывает парагенетическую связь разрывов регматической сети с реальной тенденцией континентальных масс Европы, Азии и Северной Америки к сползанию в сторону экватора под воздействием полюсобежных сил. Соответственно выделяются зоны растяжения литосферы в центральной части Арктического бассейна и две субмеридиональные зоны глобальных левых и правых сдвигов. Возможны и другие физические силы (подкоровые конвекционные течения, контракция Земли), обладающие значительными меридионально направленными компонентами.

При вычислении ориентировки всей системы планетарных разрывов используются следующие основные положения: 1 — поверхности действительного скалывания не совпадают с приложением максимального напряжения, причем угол скалывания близок к 30°, и 2 — локально переориентированные силы сжатия образуют новые направления деформаций — сдвиги второго порядка и надвиги, закономерно ориентированные по отношению к главным сдвигам. Так могут возникнуть две системы скалывания первого порядка, четыре второго, восемь третьего, шестнадцать четвертого. Все направления дублируются уже в третьем порядке, исключая возможность разграничения направлений четвертого и более низких порядков от первого — третьего. Теоретически высчитаны восемь возможных сдвиговых направлений: СВ 15°, СВ 30°, СВ 60°, CB 75°, C3 285°, C3 300°, C3 330°, C3 345° (причем по азимутам СЗ 330° и СВ 30° ориентированы соответственно правые и левые сдвиги первого порядка) и четыре направления взбросов: С 0°, CB 45°, З 90°, СЗ 315° (при этом широтное направление характерно для взбросов первого порядка). В природе теоретические направления выдерживаются, естественно, не идеально, что прежде всего связано с анизотропией земной коры. Изложенные данные позволяют, таким образом, говорить о восьми основных направлениях, характеризующих крупные сдвиговые зоны земного шара и получивших собственные наименования по типичным представителям [Муди Дж. Д., Хилл М. Дж., 1960 г.].

Анализ ориентировки линеаментов — выдержанных по направлению прямолинейных элементов рельефа и ландшафта — показывает, что меридионально ориентированные трещины наиболее отчетливо выражены среди многочисленных планетарных разрывов. Близки к ним по распространению и широтные трещины. Те и другие, будучи сопряженными, образуют сложную радиально-концентрическую сеть в арктических областях вокруг географических полюсов. В целом статистический анализ ориентировки линеаментов, проявленных в мегарельефе (долины рек, линии побережий, горные хребты, цепи островов и т. д.), проведенный по «Атласу Мира» [Воронов П. С., Незаметдинова С. С., 1969 г.], учитывал около 60 000 измерений при общей протяженности континентальных линеаментов 2 млн. км и океанических — 80 тыс. км. Обобщения проводились с помощью роз-диаграмм в рамках 10-градусных трапеций общим числом 180. Устойчивыми оказались шесть систем с ориентировкой В 90°, СЗ 305°, СЗ 325°, С 0°, СВ 35°, СВ 55°. По мнению П. С. Воронова, напряжение меридионально направленного тангенциального сжатия порождают системы с простиранием по средним азимутам СЗ 325 ° и СВ 35°, а напряжения аналогично ориентированного растяжения создают системы, соответствующие азимутам СЗ 305° и СВ 55°. Одновременно развиваются и ортогональные системы. Последние наиболее протяженные, а диагональные системы отличаются частотой трещин.

Таким образом, анализ существующего материала по планетарным трещинам, регматическим сколам и линеаментам свидетельствует, по существу, об идентичности двух первых категорий, в то время как последняя является всего лишь наиболее наглядной формой их выражения. Несмотря на возможные расхождения взглядов по этому вопросу, общепринятым можно считать существование определенных закономерностей в ориентировке планетарной сети разломов. Тем более важными становятся методы ее измерения по отдельным фрагментам в процессе картирования.

2.3. СКЛАДКИ *

Складкой принято называть образовавшийся в результате тектонической деформации изгиб геологической поверхности (слоистости, сланцеватости, кливажа, сместителя разрывного нарушения), нзгиб геологического тела (слоя, пласта, пачки, пластообразной интрузии, микролитона, тектонической чешуи, тектонической пластины) или же изгиб совокупности геологических тел и разграничивающих их поверхностей в пределах некоторого объема. Изгибы геологических поверхностей называют частными складками, изгибы геологических тел — общими складками [Гзовский М. В., 1971]. Частные и общие складки, очерченные граничными поверхностями слоев, пластов, пачек, толщ, пластообразных согласных со слоистостью интрузивных залежей, являются складками слоистости. Складки, форма которых определяется изгибами плоскостных текстур тектонического происхождения (изгибами кливажа или сланцеватости), представляют собой складки кливажа или складки сланцеватости.

Основными элементами складки, очерченной какой-либо поверхностью, являются шарнир, линия перегиба, крылья, замок складки (рис. 30, *a*). Когда складка представлена изгибом геологического тела (или совокупности геологических тел), в ней выделяют шарнирную (осевую) поверхность, поверхность перегиба, шарнирную зону, крылья, ядро и оболочку (рис. 30, *б*). Все эти элементы можно выделить не только в «простой» складке, не осложненной меньшими по размеру складчатыми формами, но также в «сложной» складке, где главный изгиб, определяющий форму складки, сопровождается серией дополнительных складок (рис. 30, *в*). В



Рис. 30. Элементы складок.

 $a \sim$ элементы складок, очерченных одной поверхностью (частные складки); $\delta -$ элементы складок, очерченных серией субпараллельных поверхностей (общие складки); $\theta -$ элементы «сложных» складок, очерченных зеркальными поверхностями.

этом случае форма складки будет определяться воображаемой, так называемой зеркальной поверхностью (зеркалом складок), которая является касательной к реальной изогнутой поверхности.

Если шарнир и линии перегиба частных складок прямолинейны или почти прямолинейны, а деформированная поверхность может быть построена при перемещении шарнира (линия перегиба) параллельно самой себе, складки именуются цилиндрическими. Другой разновидностью складок являются конические складки. Шарпиры их тоже прямолинейны, но деформированная поверхность строится путем перемещения линии, проходящей через фиксированную точку (см. рис. 106). Остальные нецилиндрические складки представляют собой сложные формы, являющиеся, как правило, результатом неоднократной складчатости. Они могут быть разделены на сегменты, в каждом из которых структура будет близка к цилиндрической или конической.

При изучении складок приходится иметь дело с различными, чаще всего косыми их сечениями, однако основные параметры складки — длина крыльев и угол между крыльями — должны определяться в профильном, т. е. перпендикулярном к шарниру сечении складки. В этом же сечении можно определить (рис. 31)

^{*} Подробнее рассмотрены в вып. 6 Методического пособия [Геологическия съемка. ., 1980].



Рис. 31. Профильные сечения складок.

A — симметричная складка; E — асиммегричная складка. 1, 2, 3, 4 — точки изменения знака кравизны (граничные точки складок); 5, 6 — точки максимальной кривизны (отмечают положение шарниров складок); h и h₁ — высота (амблитуда) симметричной и асимметричной складок; b и b₁ — ширина (длина полуволны) симметричий и асимметричной складок; l₁ и l₂ — короткие и длинные крылья асимметричной складки; α — угол между крыльями складки; M — истиниая мощность; $M_{\rm oc}$ — осевая мощность. Точками показан след зеркала складок (след «зеркальной» померхности); h₂ — высота длинного крыла.

ширину и высоту складки (или же амплитуду и длину полуволны), и форму ее замка.

Если крылья складки в профильном сечении имеют одинаковую длину, складка называется симметричной. Чаще крылья неодинаковы по длине, и тогда складки являются асимметричными. Степень их асимметрии определяется, как отношение $K_{\rm ac} = l_{\rm дл}/l_{\rm кор}$, где $K_{\rm ac}$ — коэффициент асимметрии, $l_{\rm дл}$ — протяженность длинного крыла, $l_{\rm кор}$ — протяженность короткого крыла.

В зависимости от размера частных складок их удобно разделять на мега-, макро-, мезо-, микро- (малые и мелкие) складки (табл. 1). В зависимости от значения угла между крыльями можно различать складки открытые ($\alpha > 90^\circ$), закрытые, или сжатые ($\alpha = 10 \div 90^\circ$), и складки с параллельными или почти параллельными крыльями (изоклинальные и субизоклинальные, $\alpha = 0 \div 10^\circ$).

При разделении общих складок используются такие параметры, как кривизна внешней и внутренней дуг [Ramsay J. G., 1967 г.], ортогональная (M) и осевая (M_{oc}) мощность деформированных тел (рис. 31). Различаются две группы складок: 1) с одинаковой кривизной внешней и внутренних дуг; 2) с неодинаковой кривизной внешней и внутренних дуг. Складки первой группы известны как подобные складки. Чаще всего такие складки являются складками слоистости. Происхождение их обычно объясняется процессами скалывания (течения—скалывания), приводящими к возникновению субпараллельных кливажных трещин и неравномерному перемещению микролитонов, ограниченных этими трещинами. В связи с этим подобные складки нередко называют кливажными складками, складками скалывания или складками течения—

Таблица 1

Классификация складок по размеру

Ранг складок	Примерные размеры скла- док (длина по- луволны, м)	Способы выявления и иссле- дования	Слособы изображения
Мегаскладки	>1000	Дешифрирование вы- сотных и космических снимков, средне- и круп- номасштабные геолого- съемочные работы	На мелко-, средне- к. крупномасштабных гео- логических картах и со- провождающих карты разрезах
Макроскладки	50—1000	Дешифрирование крупномасштабных аэро- фотоснимков, полевое прослеживание границ геологических тел, ана- лиз структурных изме- рений	На крупномасштабных геологических картах и сопровождающих карты разрезах
Мезоскладки	0,150	Изучение обнажений	На фотографиях и за- рисовках обнажений, схематических планах, реже — на крупномасш- табных картах и разре- зах
Микроскладки (малые и мел- кие)	<0,1	Изучение обнажений штуфов и шлифов	На зарисовках, фото- графиях и микрофото- графиях

скалывания. Кливажные трещины выражены в подобных складках очень четко: располагаются они в симметричных складках параллельно биссекторной плоскости, в асимметричных складках - приблизительно параллельно одному из крыльев складки (рис. 32). Осевая мощность деформированных слоев в подобных складках постоянна, ортогональная уменьшается по мере удаления от шарнирной поверхности складки. В складках второй группы в роли деформированных поверхностей могут выступать и поверхности слоистости, и поверхности кливажа. Осевая мощность деформированных слоев в таких складках непостоянна; ортогональная мощность может увеличиваться или уменьшаться по мере удаления от шарнирной поверхности, но может и оставаться неизменной. В этом случае складки именуются концентрическими, происхождение их обычно связывается с процессами продольного или поперечного изгиба. Происхождение остальных складок второй группы, т. е. складок с неодинаковой кривизной внешней и внутренней дуг, чаще всего объясняют комбинированным действием процессов изгиба и течения -- скалывания, причем явления изгиба спределяют начальные, а явления течения — скалывания конечные фазы формирования складки [Паталаха Е. И., 1970 г.].

\$ 3ak. 523



Рис. 32. Положение кливажа относительно крыльев кливажных макро- и мезоскладок.

ЗОСКЛАДОК. I, II, III — макроскладки: I, 2, 3,... — мезоскладки, точками выделен деформированный пласт; тонкие наклопные линии — следы поверхностей кливажа; α₁ и α₂ — углы между крыльями макро- и мезоскладок.

Наряду с формой и размерами важнейшей характеристикой складки является ее положение в пространстве, которое определяется положением осевой (шарнирной) поверхности складки и положением шарнира. В зависимости от угла падения осевой поверхности складки разделяют [Fleuty M. 1., 1964] на лежачие (0-10°), полого наклоненные (10-30°), умеренно наклоненные (30-60°), круто наклоненные (60-80°) и прямые (80-90°); в зависимости от угла погружения шарнира — на горизонтальные (0-10°), полого погружающиеся (10-30°), умеренно погружающиеся (30-60°), круто погружающиеся (60-80°) и вертикальные (80—90°). Таким образом, можно говорить об умеренно наклоненных, круто погружающихся, круто наклонешных полого погружающихся, прямых вертикальных складках и т. д. При необходимости точно определить положение в пространстве конкретной складки элементы осевой поверхности и шарнира складки следует давать в градусах: ОП 70/45 Ш 120/35, где ОП 70/45 — азимут и угол падения осевой поверхности, Ш 120/35 — азимут и угол погружения шарнира. В складках небольшого размера элементы залегания осевой поверхности и шарнира могут быть получены непосредственным измерением, в крупных складках — путем расчетов на стереосетке по элементам залегания крыльев складки (см. Приложение). В «сложных» складках, крыльями которых являются «зеркальные» поверхности (рис. 30), именно эти поверхности определяют положение складки в пространстве: осевая поверхность и шарнир складки в этом случае также будут расчетными.

Все складки, за исключением лежачих, а также складок с вертикальным (или субвертикальным) погружением шарнира, принято разделять на антиформы (крылья складок сходятся кверху) и синформы (крылья сходятся книзу). Если в антиформах или синформах твердо установлена нормальная стратиграфическая последовательность, т. е. возраст пород омолаживается снизу вверх, эти складки могут быть определены соответственно как антиклинальные и синклинальные. При характеристике лежачих и круто погружающихся складок обычно указывают, в каком направлении (к северу, востоку-юго-востоку, юго-западу и т. д.) сходятся их крылья.

Нередко складки слоистости и складки кливажа (сланцеватости) наблюдаются в одном и том же обнажении. Такие обнажения обладают своеобразным структурным стилем, определяющей особенностью которого является отчетливо выраженная плоскостная текстура тектонического происхождения - вторичная листоватость, параллельная или почти параллельная осевым поверхностям столь же характерных для данной структурной обстановки сжатых асимметричных складок слоистости (рис. 32). В зависимости от условий метаморфизма рассматриваемая плоскостная текстура может быть представлена кливажем скольжения, сланцеватым кливажем или кливажем течения (истинной сланцеватостью), но в любом случае эти ослюдненные поверхности, ясно заметные при полевом исследовании обнажений и легко обнаруживаемые при микроскопическом изучении шлифов, секут первичную листоватость, образуя плавные, реже крутые изгибы, которые могут быть определены как складки кливажа (сланцеватости). В силу исключительно четкой выраженности поверхностей этого типа и больщого их значения для практики геологического картирования ниже они будут именоваться главными структурными поверхностя-МИ.

Поверхностями слоистости, если они различимы, обычно очерчиваются сравнительно сжатые ($\alpha = 30 \div 60^{\circ}$), асимметричные ($K_{ac} = 2 \div 4$) складки, как бы нанизанные на отмеченные выше главные структурные поверхности. Шарниры складок слоистости имеют такую же орнентировку, как линейность пересечения слоистости и сланцеватости (кливажа). В отличие от главных структурных поверхностей поверхности слоистости — разорванные и смещенные — обычно прослеживаются на обнажении подобно штриховым линиям — с перерывами, местами теряясь, испытывая резкие крутые изгибы. Складки слоистости в одном и том же обнажении могут различаться по величине, но имеют сходную форму п орнентировку. Иногда асимметричные складки, аналогичвые складкам слоистости, очерчиваются магматическими прожилками, выделениями молочно-белого кварца.

Поверхности слоистости, различимые в таких обнажениях, подчеркиваются сланцеватостью, сформировавшейся ранее, чем главные структурные поверхности. В грубообломочных породах, таких как конгломераты, гравелиты, крупнозернистые песчаники, такое совпадение слоистости и сланцеватости видно невооруженным глазом (см. рис. 37), в мелко- и тонкозернистых - обнаруживается под микроскопом.

83

Подобно структурным комплексам, расположение которых в пределах района подчиняется более или менее четко выраженным закономерностям, отдельные структурные формы (складки, разрывные нарушения), создающие в совокупности тектоническую структуру района, образуют закономерно построенные сочетания, или ассоциации. Наглядные примеры пространственно связанных между собой и общих по происхождению структурных форм отражены на картах многих районов земного шара. И тем не менее пока еще не редкость крупномасштабная геологическая карта со случайным набором и загадочным сочетанием структурных форм, без признаков систематизации разрывных нарушений, с неестественными их комбинациями, с непонятными, противоречивыми соотношениями однотипных разрывов и складок.

В настоящее время все более осознается необходимость возрастного расчленения структурных форм, изображаемых на крупномасштабных геологических картах, с дальнейшим разделением возрастных групп на ассоциации взаимосвязанных структурных форм. Такой путь намечен, в частности, в работах Л. В. Лукьянова, где развивается представление о парагенезисах структур ассоциациях или наборах тектонических форм, связанных общностью времени и места образования. А. В. Лукьяновым были изучены парагенезы структур (сочетания трещин сжатия, трещин растяжения и трещин сдвигания), возникшие в результате проявления горообразовательных движений при катастрофических землетрясениях (рис. 33), выявлены различные типы парагенезов (парагенезы сжатия, парагенезы растяжения), показаны условия смены одного парагенеза другим, введено понятие о структурных рисунках — закономерных сочетаниях парагенезов структур и, что очень важно, показана возможность выявления парагенезов структур и структурных рисунков в тектонических структурах геологического прошлого, где, так же как в областях современных землетрясений, обнаруживаются упорядоченные и закономерно повторяющиеся сочетания зон сжатия, растяжения и сдвигания [Лукьянов А. В., 1965; Лукьянов А. В., Щерба И. Г., 1972].

2.4.1. ПОНЯТИЕ О СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСАХ

Понятие о парагенезе структур (парагенезе структурных форм, структурном парагенезе, структурном парагенезисе, структурно-метаморфическом парагенезисе), так же как термин «структурный рисунок», все шире используется в специальных тектонических работах и в региональных геологических описаниях. Материалы по структурным парагенезисам (ниже будет употреблять-



1965] оби-Алтайском оразовавшиеся

ся этот термин) и структурным рисункам пока еще не систематизированы, существующие классификации имеют предварительный либо региональный характер. Однако в процессе разработки этого направления происходит важная психологическая перестройка в сознании геологов, проводящих детальные геологические исследования: конкретные тектонические структуры, обнаруживаемые в пределах районов, все чаще рассматриваются, во-первых, как снстемы взаимосвязанных структурных элементов и, во-вторых, как закономерно расположенные именно в данной части района элементы более крупной складчато-разрывной структуры.

Итак, структурный парагенезис — это ассоциация различных по размеру структурных форм, тесно связанных в пространственном отношении и близких по возрасту. Согласно В. С. Милееву [1978], характер структурного парагенезиса (по В. С. Милееву --парагенезиса структур) будет определяться прежде всего морфологией крупных, выражающихся в масштабе геологической карты, структурных форм. Однако полноправными элементами структурного парагенезиса являются также наблюдаемые в обнажениях элементы мезоструктурного масштаба и устанавливаемые при микроскопических исследованиях элементы микроструктурного масштаба. Структурным рисунком предлагается называть проявление мега- и макроэлементов структурного парагенезиса на геологической карте, в вертикальных либо профильных разрезах, т. е. графическое изображение в достаточно мелком масштабе сечений структурного парагенезиса. Такое определение структурного рисунка отличается от приведенного выше определения, данного А. В. Лукьяновым. Принимая его, мы признаем тем самым, чтс каждый тип структурного парагенезиса выражается определенным набором структурных рисунков, которые будут меняться в зависимости от того, какое сечение структурного парагенезиса рассматривается.

В типичном случае тектоническая структура района представляет собой совокупность тектонических нарушений, сформировавшихся в течение нескольких последовательных этапов разрывои складкообразования, разделенных эпохами относительно тектонического покоя. Поэтому структурный рисунок, создаваемый на дневной поверхности складчатыми формами и разрывами, следует определять как общий (интегральный) структурный рисунок. Такой рисунок будет, как правило, полихронным и гетерогенным. Его можно рассматривать как совокупность частных структурных рисунков, каждый из которых отражает сочетание складчатых и разрывных нарушений, близких по времени образования и характеризующих, следовательно, вполне определенный этап развития тектонической структуры.

Естественно, что наибольшей сохранностью в современной тектонической структуре будут обладать относительно молодые структурные формы. Образованный ими структурный рисунок напоминает сеть с различными по размеру ячейками, через которую «просвечивают» более ранние структурные формы, принадлежащие к одному или нескольким более древним структурным парагенезисам. Собственно, видны лишь в той или иной степени сохранившиеся, более или менее переработанные, затушеванные или, наоборот, обновленные фрагменты других структурных рисунков. В целостном виде древние структурные рисунки могут быть воссозланы путем реконструкции, которая будет тем успешнее, чем больше сохранилось фрагментов реконструируемого структурного рисунка и чем яснее представления о структурном парагенезисе (структурных парагенезисах), обусловливающем появление структурного рисунка.

На современном этапе крупномасштабного геологического картирования вряд ли удастся обеспечить большую детальность при расчленении общего структурного рисунка района на частные структурные рисунки. Во многих случаях придется, вероятно, ограничиться выделением структурных рисунков, свойственных крупным этапам развития — платформенному, орогенному, геосинклинальному, лишь при благоприятных условиях разделяя их более дробно. Но даже при таком подходе тектоническая структура района получает новое освещение: ее можно рассматривать не просто как сочетание нескольких структурно-формационных комплексов (комплексов, границы которых определяются границами формационных подразделений), но, кроме того, как сочетание нескольких переплетающихся структурных рисунков (например, «орогенного» и «геосинклинального»). Именно такой подход позволяет избежать искусственности, свойственной представлениям о структурно-формационных комплексах, выражающейся в том, что отдельные структурные формы строго «привязываются» к определенной ассоциации формаций. Воспринимая тектоническую структуру в горизонтальном (вертикальном) сечении как сочетание нескольких разновозрастных структурных рисунков, а в объеме — как сочетание нескольких разновозрастных последовательно наложенных друг на друга структурных парагенезисов, мы должны воспринимать как вполне закономерные приведенные ранее и приводимые в дальнейшем примеры проникновения молодых структурных элементов (в первую очередь разрывов) в более древние комплексы, расчленение этими элементами древних структурных комплексов на относительно более молодые тектонические тела [Спижарский Т. Н., 1973], вовлечение древних складчатых форм и разрывов в системы молодых складок. Такой подход очень важен прежде всего при описании тектонических структур, поскольку именно в описаниях сильнее всего проявляется стремление расчленять тектоническую структуру района «по вертикали», подчеркивая различия между выделяемыми структурными этажами, ярусами, подъярусами и одновременно затушевывая элементы сходства между ними, обусловленные «горизонтальной» неоднородностью тектонической структуры, т. е. существованием структурных зон, пронизывающих структурные этажи и ярусы и стирающих на определенных участках границы между ними.

2.4.2. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Для решения практических задач крупномасштабной геологической съемки необходимо создание идеализированной структурной схемы (модели), которая бы в максимальной степени отражала реальные соотношения структурных парагенезисов и последовательность их образования. Такая общая модель должна по возможности объяснять структурные рисунки, характерные для различных тектонических обстановок, будь то геосинклинальноскладчатые зоны фанерозойских подвижных поясов с геосинклинальным и орогенным комплексом и комплексом основания (фундамента) или же области развития фундамента древних платформ, в которых обычно удается распознать фрагменты докембрийских геосинклинально-складчатых зон.

Основополагающей должна быть, по-видимому, модель такой складчатой зоны, в которой процессы разрыво- и складкообразования развиваются направленно, укладываясь в рамки одного деформационного, или тектоно-метаморфического, цикла. Подобные модели описаны в геологической литературе [см., например, Буртман В. С., 1976; Миллер Ю. В., 1977 и др.]. Ниже предложен вариант модели, который, как представляется, соответствует реальным структурным рисункам, наблюдаемым в складчатых зонах и прежде всего в наиболее сложно построенных альпинотипных складчатых зонах. Составными элементами рассматриваемой модели являются три структурных парагенезиса, которые определены как раннескладчатый (ПГ-II), позднескладчатый (ПГ-II) и послескладчатый (ПГ-III).

Раннескладчатый структурный парагенезис

Наиболее ранний структурный парагенезис (ПГ-I) отчетливее всего выявляется на известных по многочисленным публикациям разрезах (профилях) альпийских складчатых зон, где позднейшая структурная переработка проявилась слабее, чем в зонах мезозойской, герцинской, каледонской или более древних складчатостей. Обычно на этих разрезах видны полого наклоненные, местами горизонтальные, иногда пологоволнистые линии тектонических разрывов, представляющие собой следы сколовых нарушений, разделяющих надвинутые друг на друга тектонические пластины, толщиной во многие сотни метров (рис. 34). Стратифицированные образования внутри пластин чаще всего характеризуются моноклинальным залеганием, но в краевых частях пластин, там, где сколовые нарушения приобретают более крутое падение и приближаются к земной поверхности, нередко вырисовываются очень крупные полого наклоненные асимметричные складки, ширина которых (длина полуволны) соизмерима с толщиной тектонических пластин. Мнение о сопряженности во времени процессов образования крупных полого наклоненных складок и пологих (со значительной, часто многокилометровой амплитудой гори-



Рис. 34. Строение тектонического покрова Селишта. По И. И. Белостоцкому [1978].

 $\Sigma_{\rm J}$ — юрские гипербазиты с останцами кровли, образованными диабазами и радиоляритами (подножле); К—Р— меловые — палеогеновые терригенные флишондные осадки и сорванные с основания грубообломочные отложения на поверхности размыва офиолятов; T_{2-3} — известняки среднего и верхнего триаса (аллохтон); Т₁— терригенные отложения нижнего триаса.

зонтального смещения) сколовых нарушений считается общепринятым; согласно известным представлениям [см. Ситтер Л. У., 1960 г.], рассматриваемые крупные складки являются результатом смещения тектонических пластин по зародившимся несколько ранее сколовым поверхностям.

Крупные пологие сколовые нарушения и сопряженные с ними крупные асимметричные полого наклоненные складки с многокилометровыми по протяженности длинными крыльями являются наиболее крупными структурными формами рассматриваемого структурного парагенезиса. Наряду с ними в состав структурного парагенезиса входят структурные формы меньших размеров — полого наклоненные асимметричные складки, во многих случаях сопряженные с параллельными длинным крыльям складок, тоже пологопадающими поверхностями разрывов, которые разделяют тектоническую пластину на отдельные складки — чешуи (дигитации). Внутри мощных тектонических пластин или второстепенных по размерам чешуй нередко развиты (в тонкослоистых толщах) полого наклоненные складки более высоких порядков, образующие целые каскады, подобно тем, что описаны И. И. Белостоцким [1978] в Динаридах. У с. Фшат эффектный нависающий каскад лежачих складок наблюдается в высоких скалах, сложенных плитчатыми известняками верхнего палеозоя (рис. 35). В 400-метровом интервале по вертикали заключено около ста складок с горизонтальными осевыми поверхностями. Их средняя ширина около 3 м, амплитуда — 12—15 м. Каждая выше расположенная складка выдается вперед (на северо-запад) по отношению к ниже расположенной. Весь этот каскад лежачих мезоскладок служит опрокинутым крылом одной из трех хорошо различимых на обрыви-



стом склоне крупных (длинные крылья — до 1000 м, короткие — до 400—500 м) лежачих складок, которые, в свою очередь, относятся, по-видимому, к длинному верхнему крылу еще более крупной ныряющей антиклинальной складки.

Описанный каскад складок рассматривается И. И. Белостоцким в качестве тектонического «раздува» известняковой пачки. Такого же рода, но еще более крупный «раздув» известняков известен на склоне горы Лениес, в северной части брахиантиклинали Моглицы. Каскад лежачих складок образует здесь две ступени, отстоящие друг от друга по высоте на 500-600 м. В любой части склона видны сочетания разнообразных по форме и различных по размеру (от нескольких дециметров донескольких десятков и сотен метров) складок с горизонтальными осевыми поверхностями. Видимая мощность известняков в пределах «раздува» огромна — более 1000 м, хотя в нормальном разрезе она не превышает 100-200 м.

В мощном пакете тектонических пластин обычно удается выделить зоны, различающиеся по интенсивности метаморфизма, и прежде всего зоны сланцеватых и несланцеватых пород. При этом выявнндуктурны ляется зависимость интенсивности метаморфизма от глубины залегания пластины внутри пакета пластин и положения пород по отношению к фронту покровного сооружения. Например, в Центральных Альпах нижняя и основная часть покрова Адула метаморфизованы в амфиболитовой фации, а верхняя и фронтальная части в фации зеленых сланцев. Изометаморфические поверхности почти параллельны теоретически рассчитанной поверхности горного сооружения, которая должна была возникнуть после главной складчатости [Тектоника Европы, 1978, ч. 1, с. 371].

Ю. В. Миллером и А. Л. Харитоновым [1978 г.] приведены примеры совершенно постепенных переходов неметаморфизованных пород в глубоко метаморфизованные. Так, в удоканской серии послойная сланцеватость S₁, развитая преимущественно в нижних частях разреза, выше по разрезу имеет прерывистое развитие, сохраняясь лучше всего в пачках глинистого состава, и, паконец, исчезает совершенно. В рушанском комплексе Памира между породами с послойной сланцеватостью S₁, залегающими в нижней части разреза, и практически неметаморфизованными породами верхнего структурного яруса расположена зона перекристаллизованных, но лишенных сланцеватости пород. Если принять, что «нормальные» разрезы являются пакетами тектонических чешуй (а такое предположение в большинстве случаев оказывается справедливым), то нижним пластинам пакета обычно свойственна сланцеватость, в то время как верхние пластины чаще будут представлены неметаморфизованными породами. Естественно, эта закономерность может быть нарушена более поздними тектоническими перемещениями по молодым взбросам и надвигам.

Сланцеватость в нижней части пакета тектонических пластин обычно занимает субгоризонтальное положение. Согласно Дж. Тернеру [1951 г.], в субгоризонтальной сланцеватости запечатлены признаки сильного «сквозного» движения — бокового течения в одном определенном направлении с возможной (в условиях значительных глубин) миметической кристаллизацией слюды. Согласно Ю. В. Миллеру и А. Л. Харитонову [1978 г.], деформационная сланцеватость может рассматриваться как отражение радиального сжатия, ориентированного субперпендикулярно к слоистости. В любом случае следует, по-видимому, признать — это подтверждается прямыми наблюдениями, — что сланцеватость в нижних пластах тектонического пакета, хотя и располагается в целом параллельно слоистости, но нередко сечет замки мезоскладок и согласна с осевыми поверхностями лежачих мега-, макро- и мезоскладок, участвующих в строении тектонических пакетов.

Позднескладчатый структурный парагенезис

Следующий структурный парагенезис (ПГ-II) соответствует структурной обстановке полной или голоморфной (типично геосинклинальной) складчатости. Этот парагенезис описан в литературе полнее, чем предыдущий, поскольку в составе его ведущее значение принадлежит не пологопадающим, а круто наклоненным, более простым для диагностики сколовым нарушениям.

Сочетание структурных форм, типичное для линейной складчатости, Е. И. Паталаха и Т. В. Гиоргобиани [1975] называют динамометаморфическим структурным парагенезисом. Указанный парагенезис, выделенный первоначально применительно к герцин ским зонам смятия [Паталаха Е. И., 1970 г.], включает в себя структуры течения, повсеместно обнаруживающие закономерные пространственно-геометрические связи с морфологией линейных складок. Основу этого структурного парагенезиса составляют Паталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В., 1975]: 1) кливаж (одним из элементов которого являются кливажные плоскости скольжения); 2) согласные с кливажем кливажные разрывы (мега- и макрокливажные плоскости скольжения) и 3) кливажные складки с осевыми поверхностями, параллельными кливажу, ограниченные кливажными плоскостями (микроскладки), малоамплитудными кливажными разрывами (мезоскладки) или крупными кливажными разрывами (макро- и мегаскладки). К числу макро- и мегаструктурных элементов парагенезиса относятся также продольные взбросы и диагональные сдвиги. Мезоструктурными (реже микрои макроструктурными) элементами парагенезиса являются, кроме того: перекрестные линейности (b-линейность, ориентированная вдоль шарнира складки, и перпендикулярная к ней, тоже лежащая в шарнирной плоскости складки, а-линейность); жилы альпийского типа (перпендикулярные к а-линейности, перпендикулярные к b-линейности, параллельные кливажу); трещиноватость, представленная мелкими трещинами, согласными с кливажными (продольными) разрывами, продольными взбросами и диагональными сдвигами; структуры пересечения слоистости кливажем и кливажными разрывами (муллион-структуры, псевдоконгломераты, линзы мощных пластичных слоев, будинаж и птигматитовые складки) (рис. 36).

На примере Северо-Западного Каратау Е. И. Паталахой и Т. В. Гиоргобиани показано, что продольные кливажные разрывы формируются по кливажу осевой плоскости и обычно представляют собой малоамплитудные сбросы и надвиги протяженностью от нескольких до первых сотен метров. Ширина зон кливажных разрывов не превышает нескольких сантимстров. Серин крутопадающих кливажных разрывов как бы нарезают тонкослойные породы на несколько смещенные относительно друг друга колонны с антиклинальным или синклинальным строением. Число кливажных разрывов возрастает с увеличением интенсивности складчатости, параллельно с этим уменьшается их протяженность. Наиболее крупные разрывы связаны, таким образом, с наиболее крупными и открытыми складками.

Продольные взбросы имеют значительно бо́льшую (до нескольких десятков километров) протяженность, сместители их наклонены под углом 60—80°, вертикальная амплитуда смещений составляет обычно сотни метров. В общем параллельные складчатым структурам, эти разрывы иногда срезают крупные складки, приводя в соприкосновение разновозрастные толщи. Нередко они сопровождаются узкими зонами смятия и рассланцевания. Диагональные сдвиги представлены сопряженной системой правосторон-



Рис. 36. Структурная модель линейной складчатости. По Е. И. Паталахе и Т. В. Гиоргобиани [1975].

Позднескладчатый структурный парагенезис — ПГ-II. I — кливаж (b — ось складки, ab — осевая плоскость и плоскость кливажа); II — линейность осей a (l_a) и b (l_b) ; III — жилы альпийского типа; IV — трещиноватость; V — структуры пересечения кливажем слоястости; VI — конгрузитные складки ламипарного течения; VII — согласные кливажем слоясто разрывы; VIII — будинаж (S₁ — слои, ab — жилы); IX — птигматитовые складки (S₁ — слои, ab — жилы); IX — птигматитовые складки (S₁ — слои, вание взбросы; XI — предваряющая образование сдвигов трещиноватость; XIII — соскледчатые крутопадающие вязкие сдвиги; XIII — предваряющая образование сдвиги; XIII — предваряющая образование сдвиги; XIII — предваряющая образование сдвигов трещиноватость; XIII — соскледчатые крутопадающие вязкие сдвиги; XIII — предваряющая образование сдвиги; XIII — предваряющая образование сдвигов трещиноватость; XIII — соскледчатые крутопадающие вязкие сдвиги; XIII — передваряющая образование сдвигов трещиноватость; XIII — соскледиты стрещиноватость; XIII — соскледии с трещиноватость; XIII — соскледи с свиговатость; XIII — соскледи с свиговатость.

пих субмериднональных и левосторонних субширотных разрывов, характеризующихся крутым падением, протяженностью 1—2 км и амплитудой смещения, обычно не превышающей 100 м.

К разрывам позднескладчатого структурного парагенезиса могут быть отнесены поперечные разрывы на крыльях антиклинальных структур. Чаще всего это поперечные нормальные сбросы, возникающие внутри осадочной толщи в результате растяжения вдоль дуги, образуемой шарниром антиклинали. Простираются подобные сбросы под прямым углом к следу осевой поверхности складки, падение их вертикальное или наклонное в сторону наибольшеговоздымания шарнира складки. Частота расположения уменьшается по мере удаления от поперечного перегиба антиклинали. Максимальные смещения пород вдоль сбросов характерны для сводоьой части антиклинали; в зопах периклинальных замыканий складки и с глубиной амплитуды смещения вдоль сбросов уменьшаются [Ситтер Л. У., 1960 г.].

Таким образом, в тех случаях, когда имеется система линейных круто наклоненных складок, пораженных кливажем, когда выделяются согласные со складками (и кливажем) продольные взбросы, поперечные сбросы и косо ориентированные по отношению к простиранию системы складок взбросы и сдвиги, можно говорить о проявлении в тектонической структуре данного района (зоны) позднескладчатого структурного парагенезиса. Он распространен на значительных пространствах в эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных, отчасти в орогенных комплексах и весьма характерен для верхних этажей комплекса основания фанерозойских подвижных поясов. Передко этот парагенезис выступает как бы в чистом виде, т. е. развивается в толще пород, слабо затронутых тектоническими деформациями и метаморфизмом. Такие обстановки могут наблюдаться в краевых частях линейных складчатых зон (чаще всего зон миогеосинклинального типа), где намечается переход к промежуточной или даже платформенной складчатости. Однако не менее типичной является ситуация, когда структурные формы позднескладчатого структурного парагенезиса маскируют формы и элементы раннескладчатого структурного парагенезиса. Иными словами, позднескладчатый структурный парагенезис накладывается на раннескладчатый структурный парагенезис. Такие соотношения структурных парагенезисов заслуживают специального рассмотрения.

Соотношение раннескладчатого и позднескладчатого структурных парагенезисов

Можно назвать четыре группы фактов, свидетельствующих в пользу более древнего образования структурного парагенезиса, именуемого раннескладчатым. Это, во-первых, существование сланцеватости, пересекаемой сланцеватостью (кливажем) позднескладчатого структурного парагенезиса; во-вторых, существование изоклинальных мезо- и макроскладок более древних, чем структурные формы позднескладчатого структурного парагенезиса; в-третьих, нарушенная стратиграфическая последовательность тех стратифицированных комплексов, в которых формируется позднескладчатый структурный парагенезис; в-четвертых, характер структурных рисунков, наблюдаемых в сечениях моделей, полученных путем наложения сжатых складок на изоклинальные.

Реликты ранней сланцеватости в позднескладчатом (ПГ-II) структурном парагенезисе. Реликты ранней сланцеватости, а иногда и прекрасно сохранившуюся раннюю сланцеватость можно наблюдать внутри микролитонов, ограниченных кливажными поверхностями, входящими в структурный парагенезис ПГ-II. Такие соотношения обычны в комплексе основания фанерозойских подвижных поясов и в наиболее сложных по своему строению зонах линейной складчатости - в зонах смятия, прослеживающихся обычно в пределах развития геосинклинальных комплексов. Ранняя сланцеватость ориентирована косо или под прямым углом к кливажным поверхностям ПГ-II. Для нее характерно субпараллельное расположение всех частиц, составляющих основную ткань породы: удлиненных зерен кварц, чешуек слюды. хлорита и других минералов. Вдоль кливажных поверхностей ПГ-II обычно наблюдается изменение ориентировки этой плоскостной текстуры она изгибается и как бы приспосабливается к направлению этих поверхностей. В тех случаях, когда кливаж ПГ-II проявлен интенсивно и пронизывает всю массу породы, ранняя плоскостная текстура фиксируется лишь изредка гелицитовой структурой в порфиробластических выделениях. Она может сохраняться в отдельных прослоях внутри толщи (пачки), например в прослоях кварцитовидных пород, которые заключены среди сплошь пораженных кливажем (второй сланцеватостью) кристаллических сланцев. Исключительно четко бывает выражена ранняя сланцеватость в грубообломочных породах, таких, например, как кварцитовые конгломераты, где орнентировка сланцеватости определяется ориентировкой уплощенных кварцевых галек.

Многие исследователи указывают, что ранняя кристаллизационная сланцеватость, законсервированная внутри каркаса, созданного структурными элементами ПГ-II, сопряжена с небольшими изоклинальными складками и параллельна их осевым поверхностям. Предполагается и сплошное [Эз В. В., 1978], и спорадическое [Миллер Ю. В., 1977] распространение таких складок. В альпинотипных подвижных поясах степень насыщенности подобными складками зависит, по-видимому, от литологических особениостей толщи и ее положения внутри складки-пластины, в которой реализуется структурный парагенезис ПГ-II. Обилия мезо- и микроскладок, сопряженных с ранней сланцеватостью, надо ожидать, скорее всего, в тонкослоистых породах фронтальной части пластины (см. рис. 35).

Реликты ранних мезо- и макроскладок в структурном парагенезисе ПГ-II. Термином «реликты» подчеркивается, что речь идет о древних (ранних) складках, не входящих в структурный парагенезис ПГ-II, хотя в данном случае имеются в виду хорошо сохранившиеся складки. Такие складки иногда удается обнаружить при очень детальных исследованиях в зонах, внешний рисунок которых отвечает рисунку линейной складчатости, т. е. позднескладчатому структурному парагенезису ПГ-II. Выявить их можно при налични хороших литологических реперов, положение которых в разрезе четко установлено, и достаточно расчлененном рельефе — благоприятном для изучения лежачих и близких к лежачим складок, какими в большинстве случаев являются ранние складки.

Наглядным примером реликтовой складки является складка ключевого обнажения «Птичий клюв» в докембрийских образованиях северо-западной окраины Макбальского выступа. Складку можно хорошо наблюдать в обращенном к югу крутом борту руч. Каскарасай, у самых истоков последнего. Складка открыта к западу. Ядерная се часть, имеющая форму изогнутого клюва, сложена темными кварц-мусковит-альбитовыми сланцами и облекается в верхней, восточной и нижней частях склона белыми мраморами (рис. 37). Контакт между мраморами и сланцами в целом очень резкий. На границе между ними во многих точках обнажения видны плотные темно-зеленовато-серые породы — конгломератовидные будинированные кварциты.

При перемещении шаг за шагом по извилистому контуру «Птичьего клюва» выявлено три типа плоскостных текстур (рис. 37): 1) поверхности слоистости (S₀), положение которых определяется линией контакта между мраморами и сланцами и ориентировкой шарниров мелких складок в зоне контакта; 2) параллельные слоистости поверхности сланцеватости (S₁), макроскопически выраженные только в прослое будинированных кварцитов, обладающих

α

закономерной субпараллельной ориентировкой деформированных сигаровидных будин; 3) поверхности (кливажа скалывания, кливажа кливажа скольжения), определяемые как поверхности S₂ и наблюдающиеся лучше всего в сланцах, несколько менее ясно проявленные в псевдоконгломератах и почти незаметные в мраморах. Это система субпараллельных четких, слегка изгибающихся в плане и в разрезе трещин, отстоящих друг от друга на несколько миллиметров или на доли миллиметра. Кливажные трешины занимают в большинстве случаев резко секущее положение по отношению к поверхностям S₀ и S₁. Со смещениями вдоль поверхностей S₂ связаны асимметричные складки слоистости и сланцеватости, обнаруживаемые при прослеживании кон-



Рис. 37. Ориентировка структурных элементов на обнажении «Птичий клюв».

а — план обнажения; б — вид на обнажение с юга. Пояснения в тексте. такта мраморов со сланцами. Высота таких складок -- несколько десятков сантиметров и более. Ориентировка их крыльев и шарниров показана на рис. 37, *а*.

Под микроскопом устанавливается, что микролитоны сланцев, ограниченные поверхностями кливажа, всегда несут в себе более ранние плоскостные текстуры — слоистость или параллельную ей сланцеватость, причем поверхности S_0 и S_1 нередко ориентированы под прямым углом к поверхностям кливажа.

Таким образом, строение ключевого обнажения «Птичий клюв» указывает на генетическую связь между поверхностями S_2 и асимметричными мезоскладками, усложняющими линию контакта между мраморами и сланцами. В то же время ясно, что «залив» сланцев в мраморах не связан с формированием поверхностей S_2 , а обязан своим происхождением более ранним этапам деформации — эпохе образования структурного парагенезиса ПГ-1. Поверхности S_0 , S_1 в приведенном примере являются элементами раннескладчатого (ПГ-I), а поверхности S_2 — элементами позднескладчатого ПГ-II структурного парагенезиса.

Нарушенная стратиграфическая последовательность. Если структурный парагенезис ПГ-II формируется в комплексе отложений с нарушенной стратиграфической последовательностью (т. е. в комплексе, в котором одни и те же стратиграфические подразделения и их сочетания повторяются неоднократно), неизбежным становится вывод, что комплекс этот ко времени формирования ПГ-И был либо дислоцирован в сложную систему изоклинальных складок, либо представлял собой пакет тектонических пластин или складок-чешуй. Именно такие ситуации широко выявляются при крупномасштабном геологическом картировании. Структурный парагенезис ПГ-II, хотя он и характеризуется достаточно сложной комбинацией структурных форм, не должен был бы ставить перед геологом-съемщиком столь сложные задачи, которые возникают в действительности. Возникающие трудности становятся объяснимыми, когда признается существование более древних структурных форм (складок и складок-чешуй), составляющих структурный парагенезис ПГ-І.

Результаты моделирования. Определенное значение имеют также результаты экспериментирования с пластилиновыми моделями (рис. 38). Моделировались рисунки сечений двукратно деформированной двухслойной пачки. Сперва были вылеплены изоклинальные складки, которые можно рассматривать как аналоги складок, формирующихся во фронтальной части пологих тектонических пластин. Затем три одинаковые изоклинальные складки (*I*, *II*, *III*) были деформированы путем наложения на них симметричных складок с углом между крыльями 50—60°. Ситуация *I* отражает коаксиальное наложение (L_2 -шарниры наложенных складок параллельны L_1 -шарнирам ранних изоклинальных складок); ситуация *II* кососе (под углом 45°) наложение L_2 на L_1 ; ситуация *III* — взаимно перлендикулярное положение шарниров L_2 и L_1 .





Полученные модели рассекались тонкой стальной проволокой, сечения копировались на кальку в натуральную величину (на рисунке уменьшены в 2—4 раза). Ориентировка сечений отражена на диаграмме, построенной на основе стратиграфической сетки Вульфа (см. Приложение). Кружки, квадраты и треугольники на диаграмме — полюса плоскостей сечений — отражают в каждом

7*

случае ориентировку луча зрения (модель и ее сечения рассматриваются сверху).

Как видно из рис. 38, в большинстве полученных сечений отчетливо запечатлены следы двух эпизодов складкообразования и наложения менее сжатых складок на более сжатые. Крючкообразные и аппендиксообразные формы являются, как известно, типичными для многих складчатых зон, что может свидетельствовать о переработке изоклинальных складок более молодыми, менее сжатыми складками. Замкнутые вилообразные формы сечений (рис. 38, *IIIa*) выявлены на пологих срезах модели, в тех ее участках, где находятся замки складок обеих генераций. Такие вилообразные формы нередко встречаются и в масштабе обнажения, вырисовываются они и на геологической карте. Появление их, следовательно, указывает не просто на двукратную складчатость, но, кроме того, на местонахождение шарниров ранних и поздних складок.

Послескладчатые структурные парагенезисы

В эту группу входит несколько структурных парагенезисов (ПГ-III, ПГ-IV и т. д.), формирующихся в заключительные стадии развития подвижных зон. Основными элементами послескладчатых структурных парагенезисов являются различного рода разрывы, относимые обычно к категории послескладчатых. Подчиненное значение имеют складчатые формы — главным образом приразрывные и надразрывные складки.

В фанерозойских складчатых зонах, во всяком случае в зонах палеозойской и мезозойской складчатости, послескладчатые разрывы развиты столь же широко, как и более ранние. Обычно они резко выражены в ландшафте, вследствие чего нередко складывается впечатление, что именно эти разрывы являются наиболее типичными для тектонической структуры района. Но детальные исследования, как правило, не подтверждают такой взгляд. При комплекеном изучении стратиграфии, магматизма и тектоники района обнаруживаются многочисленные плохо дешифрирующиеся соскладчатые разрывы, и, кроме того, некоторые, казалось бы, явно секущие разрывы приходится переводить в группу соскладчатых, так как выясняется генетическая связь их со складчатыми нарушениями.

Соглаєно Г. Д. Ажгирею [1977], расколы, которые можно отнести к группе послескладчатых, обычно крутые, ориентировка их во многих случаях беспорядочна. Сеть таких разрывов расчленяет шарьяжно-складчатое сооружение на сложную систему различных по размеру тектонических блоков, создавая характерную для структуры многих районов блоковую мозаику. В условиях горнзонтальной обнаженности сложный мозаичный тектонический рисунок может полностью затушевать чешуйчатую структуру шарьяжно-складчатого сооружения, и только в горных районах с большими вертикальными врезами соотношения послескладчатых разрывов с разрывами соскладчатыми становятся вполне наглядными. Например, в герцинидах Алая достаточно четко выделяются морфологически разнообразные крутопадающие разрывы — продольные и диагональные взбросы, сдвиги и раздвиги, различных размеров и амплитуд, которые смещают пластовые и секущие надвиги, занимая по отношению к ним секущее положение [Поршняков Г. С., 1973].

Е. И. Паталаха и Т. В. Гиоргобиани [1975], изучавшие послескладчатые разрывные нарушения в Северо-Западном Каратау, указывают, что эти нарушения обычно относятся к категории хрупких разрывов и сопровождаются брекчированием, повышенной трещиноватостью, окварцеванием, ожелезнением, выбеливанием пород. По расположению относительно складчатых структур они подразделяются на продольные, поперечные и диагональные. Амплитуда горизонтального и вертикального емещения по разрывам составляет десятки — первые сотни метров. Сместители разрывов обычно имеют крутое падение.

На практике достаточно трудно отличать круто наклоненные разрывы послескладчатых структурных парагенезисов от днагональных сдвигов и взбросов, входящих в ПІ'-ІІ и, вероятно, в ПГ-І. Трудности возникают также при диагностике надвигов, которые могут формироваться и на заключительных этапах развития подвижных зон. Во многих случаях послескладчатые разрывы сохраняют ориентировку соскладчатых разрывов, подновляя их и нередко --- вследствие изменения направления и амплитуды смещения – изменяя их морфологические особенности. Основной критерий, который можно использовать для распознавания разрывов послескладчатых структурных парагенезисов, - это выдержаниая ориентировка системы таких разрывов на значительной площади, как правило превышающей площадь, в пределах которой ведутся крупномасштабные геологосъемочные работы. Нередко устанавливается несколько строго определенных направлений разрывов, пересекающих крупные складчатые формы и прорывающие их интрузивные тела. В таких случаях можно говорить о разрывах, входящих в системы планетарной трещиноватости. «Планетарные» системы разрывов, так же как разрывы радиально-концентрических систем, являются типичными для послескладчатых структурных парагенезисов.

Существенно отметить, что смещение по многим разрывам, выделенным в категорию послескладчатых, ведет к образованию мезо-, макро- и мегаизгибов отдельных складок, систем складок и целых складчатых зон [Плюснин К. П., 1971; Буртман В. С., 1976; Казаков А. Н., 1976; Эз В. В., 1978, и др.]. В связи с этим термин «послескладчатый» не следует понимать буквально. Отдельные плоскостные и линейные элементы послескладчатых структурных парагенезисов подвергаются складчатым деформациям. Но эти наиболее поздние складки — имеют локальное распространение, отличаясь тем самым от более ранних складчатых форм.

101

2.5. МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

В соответствии с изложенными выше представлениями формирование тектонической структуры в типичной альпинотипной складчатой зоне распадается на три этапа разрыво- и складкообразования (рис. 39, 40).

I. Образование на месте субгоризонтально залегающей толщи серии крупных, надвинутых друг на друга тектонических пластин. Толщи, пласты и пачки внутри чешуй могут сохранять моноклинальное залегание и нормальную стратиграфическую последовательность или же образуют крупные (соизмеримые с толщиной чешуй) асимметричные складки, формирование которых происхо-



Рис. 39. Схематическое изображение основных структурных элементов раннескладчатого (ПГ-I), позднескладчатого (ПГ-II) и послескладчатого (ПГ-III) структурных парагенезисов и модель тектонической структуры подвижной зоны (сочетание ПГ-I, -II и -III).

 F_1 , F_2 и F_3 — складки ПГ-I, -II и -III; P_1 , P_2 и P_3 — разрывы ПГ-I, -II. -III; S_0 — слоистость; S_1 — сланцеватость ПГ-I (ранняя сланцеватость); S_2 — кливаж ПГ-II (поздняя сланцеватость). Остальные пояснечия в тексте.



Рис. 40. Принципиальная схема эволюции тектонической структуры подвижной зоны.

 $I - \phi$ ормирование раннескладчатого структурного парагенезиса: $F_1 -$ нзоклинальные и субнаоклинальные складки, $S_0 -$ слоистость; $S_1 -$ сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складки, $F_1 -$ соскладчатые разрывы. $II - \phi$ ормирование позднескладчатого структурного парагенезиса: $F_2 -$ закрытые ($\alpha = 30 \pm 90^\circ$) складки; $S_2 -$ кливаж, согладчаный с орнентировкой осевых поверхностей складок F_2 ; $P_2 -$ соскладчатые разрывы. $III - \phi$ ормирование послескладчатого структурного парагенезиса: $F_2 -$ закрытые ($\alpha = 30 \pm 90^\circ$) складки; $S_2 -$ кливаж, согладчый с орнентировкой осевых поверхностей складок F_2 ; $P_2 -$ соскладчатые разрывы. $III - \phi$ ормирование послескладчатого структурного парагенезиса; $F_3 -$ открытые ($\alpha = 90 \pm 120^\circ$) складки, $P_3 -$ послескладчатые разрывы.

Рис. 41. Модель тектонической структуры подвижной зоны.

Показаны два стратнграфических подразделения (одно из пих заштриховано). S_0 — слоистость; S_1 — сланцеватость; S_2 — кливаж; F_1 , F_2 , F_3 — оси складок ранне, поздие- и послескладичатого структурных парагенезисов; P_1 , P_2 , P_3 — разрывы ранне, поздие- и послескладиатого структурных парагенезисов.

дит параллельно с формированием самих чешуй. В тонкослоистых комплексах, а также во фронтальной части тектонической пластины могут возникать осложняющие крупную складку асимметричные складки и сопутствующие им полого наклоненные поверхности разрывов. Надвинутые друг на друга пластины образуют пакет тектонических пластин, в котором снизу вверх нормальное залегание пород может сменяться опрокинутым, затем вновь нормальным и т. д.

Наблюдаемая в вертикальном разрезе последовательность залегания стратиграфических подразделений является не стратиграфической, а тектонической последовательностью. Измеренная «истинная» мощность разреза оказывается во много раз большей, чем первоначальная мощность отложений, составляющих пакет пластин. Породы, залегающие в нижней части пакета тектонических пластин, приобретают в условиях повышенного давления и температуры сланцеватую текстуру, приблизительно параллельную разрывам — граничным поверхностям пластин и слоистости пород (в тыловой части пластины), параллельную осевой плоскости крупной складки (во фронтальной части пластины). Смена сланцеватых пород низов тектонического пакста неметаморфизованными породами верхней части тектонического пакета отражает положение фронта сланцеватости.

II. Образование в пакете тектонических пластин системы кли-Бажных поверхностей, параллельных им «вязких» разрывов и сопряженных с кливажем и «вязкими» разрывами микро-, мезо- и макроскладок с круто, реже полого наклоненными осевыми поверхностями. В нижних, пораженных сланцеватостью тектонических пластинах происходит наложение сланцеватого кливажа (2-й сланцеватости) на истинную сланцеватость, что обусловливает (в силу тонкой сланцеватости пород осадочного комплекса) образование широкого спектра синхронных, тесно взаимосвязанных разнопорядковых складок. В верхней части пакета тектонических пластин поверхности кливажа и «вязкие» разрывы секут и смещают неметаморфизованные породы, формируя парагенез складок и разрывов, типичный для областей развития полной (голоморфной) складчатости. Для этой зоны характерны в целом более крупные по размеру складки, мелкая складчатость возникает локально, в пачках тонкослоистых пород.

III. Образование типичных послескладчатых разрывов, пологое изгибание кливажных поверхностей (2-й сланцеватости) и поверхностей «вязких разрывов», формирование разнопорядковых волнообразных в профильном сечении складок и различных по размерам зон изгиба-излома (кинк-зон). Происходящее параллельно с этим изгибание разрывов, ограничивающих тектонические пластины и изгибание слоистых комплексов, заключенных внутри пластин.

В итоге трех последовательных этапов складко- и разрывообразования образуется тектоническая структура, представление о характере которой можно составить по рис. 40, 41. В ней можно различить: а) исходную плоскостную текстуру – слоистость (S_0); б) структурные элементы первого этапа разрыво- и складкообразования (раннескладчатый структурный парагенезис) — граничные поверхности тектонических пластин P_1 , поверхности сланцеватости S_1 (метаморфической полосчатости), складки первой генерации F_1 ; в) структурные элементы второго этапа разрыво- и складкообразования (позднескладчатый структурный парагенезис) — разрывы P_2 , поверхности кливажа скалывания (сланцеватого кливажа) S_2 , складки второй генерации F_2 , изгибающие крылья складок F_1 ; г) структурные элементы третьего этапа разрыво- и складкообразования (послескладчатые структурные парагенезисы) — сопряженные системы кинк-зон P_3 , P_4 ..., параллельная кинк-зонам трещиноватость кливажного типа S_3 , S_4 ..., генетически связанные с кинк-зонами и трещиноватостью волнообразные складки F_3 , F_4 , В принципе, именно такого типа тектонические структуры и наблюдаются в действительности в большинстве сложнодислоцированных (разрывноскладчатых) комплексов, т. е. в геосинклинальных комплексах фанерозойских альпинотипных подвижных поясов, в комплексах основания фанерозойских подвижных поясов и в комплексе фундамента древних платформ (за исключением наиболее глубоких срезов).

Ассоциации ПГ-І-ПГ-ІІ-ІІГ-ІІІ-ПГ-ІV... четко выражены в зонах, прошедших все стадии геосинклинальной эволюции -- от предгеосинклинального осадконакопления (формирование чехла выступов комплекса основания, предваряющее накопление эвгеосинклинальных формаций), до полной консолидации и перехода к платформенному режиму. Если изучение ограничивается платформенным и орогенным комплексами, первые два структурных парагенезиса могут иметь эмбриональное развитие, и модель тектонической структуры примет более простой вид. В районах, где орогенный и геосинклинальный комплексы сочетаются с комплексами основания, или же в тех районах, где вскрываются не только верхние, но и нижние сечения фундамента древней платформы, можно ожидать двукратного и даже трехкратного повторения с определенными изменениями последовательности структурных парагенезисов, и расшифровка ранних структурных форм будет осложнена вследствие переработки древних структурных парагенезисов более поздними. В некоторых случаях можно определенно говорить о цикличности проявления деформационных процессов.

Какой бы набор структурных парагенезисов ни определял конечный облик тектонической структуры района, в ней обычно удается выделить две группы тектонических тел. Это, во-первых, сплошная, свойственная всей тектонической структуре мозаика тектонических блоков различного размера, ограниченных крутопадающими, реже пологопадающими разрывами, и, во-вторых, пакеты круто и полого наклоненных складок-чешуй и складок-пластин, сохранившиеся внутри указанных блоков (рис. 42). Разрывные зоны и разрывы, являющиеся важнейшими элементами тектонической мозаики, представлены молодыми послескладчатыми диагональными взбросами и сдвигами послескладчатого структурного парагенезиса и, возможно, крутопадающими дополнительными разрывами, которые могли возникнуть при формировании ранних структурных парагенезисов. Собственно, эти разрывы вместе с сопутствующими им трещинами и создают, особенно в районах со слаборасчлененным рельефом, основу интегрального структурного рисунка. Именно эти разрывы особенно четко выделяются при дешифрировании материалов дистанционных съемок. Они образуют внешний, лучше всего заметный узор тектонической структуры. Если в пределах заданной глубины изучения развиты слабодисло-



цированные толщи с выдержанным на обширных участках моноклинальным залеганием, мозаика тектонических тел складывается из обрывков моноклиналей, нарушенных ориентированными в различных направлениях крутопадающими разрывами.

Это, подчеркиваем, внешний узор тектонической структуры. Он может оказаться единственным в тектонической структуре района, если в его пределах отсутствуют сложнодислоцированные комплексы с характерной для них ассоциацией разнопорядковых складок и соскладчатых разрывов, которые параллельны осевым поверхностям складок. Но во многих случаях вывод о простоте тектонической структуры будет неверным, поскольку в простых по своим очертаниям тектонических телах --призматической формы блоках — могут в скрытом виде присутствовать сочетания структурных форм, типичных для ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов. «Вязкие» крутопадающие разрывы, согласные с крыльями складок и потому с трудом распознаваемые, крупные круто наклоненные сжатые складки, замаскированные мелкой складчатостью, тектонические пластины, ограниченные пологими, параллельными слоистости и вследствие этого почти незаметными надвиговыми нарушениями, — эти и другие структурные формы и элементы во многих случаях образуют «внутренний», незаметный при беглом изучении тектонический узор, от правильной

расшифровки которого полностью зависит правильность стратиграфических, металлогенических и других построений.

Приведенные соображения и весь принцип анализа тектонической структуры на основе структурных парагенезисов создают методическую основу для изучения тектонической структуры при крупномасштабных геологосъемочных работах. Такое изучение должно начинаться с изучения блоковой мозаики района и прежде всего крутопадающих разрывных нарушений. Наметив основные системы крутопадающих разрывов, изучив морфологию этих разрывов и характер залегания умеренно дислоцированных толщ, например пород орогенного комплекса, можно переходить к углубленному исследованию тектонической структуры, которое заключается в расшифровке структурных форм ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов. На этой стадии структурный анализ становится крайне сложным и трудоемким и заметно отличается по своим методам и приемам от структурного анализа блоковой структуры.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

3.1. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ПРЕДПОЛЕВОЙ ПЕРИОД

Для успешного проведения полевых исследований нужно заблаговременно систематизировать все имеющиеся материалы по тектоническим структурам района. Материалы могут быть получены при анализе и сопоставлении между собой ранее составленных геологических карт, тектонических схем, данных опережающей геофизики, при дешифрировании аэро- и космических снимков, при просмотре топографических карт. Намеченные по данным отдельных методов отрезки предполагаемых тектонических нарушений в последующем, при комплексной интерпретации материалов, объединяются в линеаменты, а затем в системы разрывных нарушений. В общем случае положение разлома в пределах обнаженной части территории может быть установлено морфоструктурными методами, включая аэрометоды, а прослеживание его под чехлом рыхлых отложений и на глубину — геофизическими методами.

3.1.1. РАБОТА С ТОПОГРАФИЧЕСКИМИ КАРТАМИ

На топографических картах нередко с большой наглядностью выражены различия в характере рельефа смежных геоблоков и тектонических блоков коры. Границы резкой смены форм рельефа имеют зачастую тектоническую природу. Основные геоморфологические элементы Земли, созданные тектоническими движениями в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции отложений, называются морфоструктурами. При морфоструктурном анализе используются обобщенные контуры форм и комплексов форм рельефа, имеющие прямолинейные или дуговые границы. Поэтому выделение морфоструктур на первом этапе целесообразно производить с помощью мелко- и среднемасштабных карт. Применяется калечный метод, когда с топографических карт на кальку переносятся все линейные элементы орогидрографии. Отдельные линии группируются в протяженные линеаменты или образуют дуговые (кольцевые) формы, отвечающие соответственно прямолинейным и кольцевым разломам. При ступенчатом положении поверхностей выравнивания (пенепленов) морфоструктурный анализ топокарт позволяет установить высоту этих ступеней и границы их стыков. Изучение распределения высот рельефа местности используется для выявления типа морфоструктур (своды, купола, депрессии) и установления их соотношения между собой.

При изучении крупномасштабных карт может быть обращено внимание на линейное расположение многочисленных блюдцеобразных или более сложных по форме понижений, воронок, провалов, вытянутых в одном направлении и связанных с карстообразованием, более интенсивным в зонах разломов. Аналогично проводится анализ расположения малых форм - морских и речных террас, форм ледникового выпахивания и др., использующихся при изучении неотектонических разрывных нарушений [Кушнарев И. П., 1977]. Известно также, что водотоки выбирают наиболее ослабленные зоны, к которым относятся и разрывные нарушения, сопровождающиеся повышенной трещиноватостью пород. Наличие прямолинейных участков русел рек и ручьев, береговых линий морских и озерных бассейнов обычно дает основание предполагать присутствие в данном месте тектонического нарушения. Разломы могут создавать грабены, к которым приспосабливаются речные долины. Мелкие лога п русла рек на разных склонах хребтов, расположенные на одной линии, также часто приурочены к такого рода нарушениям. К признакам разрывов и зон повышенной трещиноватости следует отнести коленчатые изгибы русел рек, которые образуются в местах их пересечения с разрывами. Если на топографической карте обнаруживается целая серия таких русел рек, увязывающихся в прямые линии, кольца и полукольца, то вероятность наличия разрывного нарушения возрастает. В сухих безводных районах указанием на присутствие разрывного нарушения могут служить выходы родников, образующих линейную цепочку или четкую их полосу. Однако для исключения возможной ошибки следует проверить, не совпадает ли эта линия с простиранием осадочных толщ и не приурочены ли эти источники к водоносному горизонту. Кроме того, следует иметь в виду, что линия пересечения разрывного нарушения с дневной поверхностью далеко не всегда прямолинейна, а в большой мере зависит от рельефа местности и угла падения сместителя.

Эти особенности формы линии разрывного нарушения на топографической карте позволяют графическим путем оценить элементы залегания разрывного нарушения. Но при небольших превышениях гипсометрических отметок местности точность графического метода недостаточно высока, так как йзображение форм рельефа на карте сильно генерализовано. В этом случае более точные характеристики элементов залегания сместителей разрывов могут быть получены с помощью изучения космо- и аэрофотоснимков.

3.1.2. АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ КОСМО- И АЭРОФОТОСЪЕМОК

Организация работы с космо- и аэрофотоснимками

Геологическое дешифрирование материалов дистанционных съемок является составной частью комплекса методов геологической съемки и направлено на повышение объективности и информативности геологических карт. С достаточной полнотой разработан набор дешифровочных признаков, позволяющих охарактеризовать геометрию тектонических структур и дающих возможность опознать определенные группы — разрывы, складки и сочетания тех и других между собой. Большая обзорность космо- и аэрофотоснимков позволяет оперативно проанализировать всю подлежащую картированию территорию, установить расположение структур, их форму на плоскости современного эрозионного среза, а при совместном анализе с материалами ранее проведенных наземных наблюдений и геофизическими данными уже на предполевом этапе дать предварительную и в ряде случаев весьма подробную характеристику структур.

Организация работ с материалами космо- и аэрофотосъемок при изучении тектонических структур входит в цикл предполевой подготовки района. Общие положения организации геологосъемочных работ с использованием аэроснимков изложены в соответствующих методических руководствах [Аэрометоды..., 1971; Методическое руководство..., 1978; Геологическая съемка..., 1980].

Специальное изучение тектонических структур требует выполнения большого числа измерений элементов залегания пород, превышений, мощностей пластов фотограмметрическими приборами на этапе предварительного дешифрирования. Измерительное дешифрирование с помощью геологического стереометра нередко дает более точные результаты по сравнению с измерениями залегания пород с помощью компаса, особенно при углах падения от 5—10 до 70°. В комплекте материалов дистанционных съемок обязательным считается наличие аэрофотоснимков, масштаб которых максимально приближается к масштабу съемки, а также уточненных фотосхем или фотопланов в масштабе составляемой карты. В качестве дополнительных обычно рекомендуется использовать средне- и мелкомасштабные снимки. Однако при дешифрировании тектонических структур они должны считаться обязательными, поскольку только весь набор материалов может обеспечить проведение тектонического анализа последовательно от понимания общей структурной ситуации до выделения отдельных конкретных структурных форм. Материалы разных масштабов не дублируют друг друга, на них отражаются тектонические структуры разной глубины заложения. На крупномасштабных снимках дешифрируются линеаменты длиной в сотни метров-первые километры. На снимках мелкого масштаба изображение генерализируется и проявляются гораздо более протяженные структуры — до нескольких сотен километров. Особое значение мелко-среднемасштабные аэрофотоснимки приобретают при работе в районах двухъярусного строения и на закрытых территориях платформенных областей. В этих условиях они помогают устанавливать и оконтуривать не только различные литолого-стратиграфические комплексы, но н многие структурные формы, которые на крупномасштабных аэрофотоснимках в связи с их малой обзорностью не выделяются [Астахов В. И. и др., 1974 г.; Гальперов Г. В. и др., 1979 г.].

110

Для умеренно расчлененных и равнинных районов в качестве дополнительных материалов желательно иметь РЛ-снимки. Обладая при сходных с аэрофотоснимками масштабах меньшим разрешением, РЛ-снимки дают более генерализованное изображение тектонических структур, чем подчеркиваются наиболее существенные, крупные объекты. Кроме того, за счет «скульптурности» РЛ-изображения иногда более четко, чем на аэрофотоснимках. просматриваются разрывные нарушения и отдельные маркирующие складчатую структуру горизонты. Недостатком РЛ-снимков являются большие геометрические искажения, что затрудняет перенос дешифрированных элементов на топооснову.

Наряду с материалами аэросъемок большое значение имеют космические снимки высокого разрешения. С их помощью в строении многих регионов выявлены ранее не известные кольцевые структуры и протяженные зоны крупных разломов, определяющие структурный каркас обширных территорий. Использование космических снимков особенно ценно в горных районах, для которых получение мелкомасштабных аэрофотоснимков затруднительно. Кроме того, на космических снимках таких площадей сведены до минимума искажения за рельеф из-за большого соотношения высоты съемки и относительных превышений. Однако по этой же причине по ним нельзя проводить измерительное дешифрирование.

Наиболее рациональным подходом к использованию материалов дистанционных съемок при тектонических исследованиях является их изучение по принципу «от общего к частному». Этим достигается полнота анализа структурных парагенезисов в пределах картируемой территории, а также детальность изучения отдельных структурных форм. Следовательно, исходя из общего подхода, дешифрирование структурных форм целесообразно начинать с просмотра мелко- и среднемасштабных аэрофотоснимков и РЛ-аэроснимков, а также, при наличии, и космических снимков. С увеличением масштаба снимков снижается эффект механизма естественной генерализации. При последовательном дешифрировании разномасштабных материалов видно, как линеамент, выраженный на космофотоснимке одной четкой линией, на аэрофотоснимках начинает ветвиться, а иногда и прерываться. Уже на снимках масштаба 1:100 000 региональные системы разломов выражены не столь ярко в связи с маскирующим влиянием хорошо дешифрируемых мелких второстепенных разрывов. На крупномасштабных аэрофотоснимках они могут совсем затеряться в системе оперяющих и более мелких параллельных разрывов.

Дешифрирование мелко- и среднемасштабных материалов дистанционных съемок

На этом этапе исследований выделяются основные системы разрывных нарушений, проводится структурное районирование территории, в пределах каждого структурного района устанавлизаются общий тип складчатости и взаимоотношения складчатых и разрывных структур. Объектами дешифрирования являются крупнейшие линейные морфоструктуры, отвечающие зонам глубинных или сквозных разломов, рассекающих несколько крупных тектонических структур. Сквозные линеаменты имеют значительную ширину и выделяются только на снимках с высокой генерализацией изображения. На более детальных фотографиях контуры таких структур расплываются и не воспринимаются как единый структурный элемент. В распределении сквозных зон разломов нередко имеет место периодичность, и по шагу между ними различаются структуры нескольких порядков. Линейные зоны первого порядка отстоят друг от друга на расстояние около 500 км. Между ними обычно располагаются две-три совпадающие с ними по простиранию системы второго порядка с шагом 100-200 км. Последние, в свою очередь, через 20--40 км расчленяются системами разломов третьего порядка. На космических снимках сквозные линеаменты первого и второго порядков дешифрируются по протяженным границам, разделяющим области с различной тональностью, рисунком и текстурой изображения; по смещению полей с однотипными дешифрировочными признаками; по полосчатому рисунку, обусловленному набором различных элементов ландшафта или наличием линейных геологических тел, в частности интрузивов и дайковых поясов. Они отчетливо фиксируются особенностями современного рельефа земной поверхности, так как большинство из них относятся к числу долгоживущих и неоднократно подновляющихся.

На этой основе разработан морфоструктурный метод анализа рельефа [Волчанская И. К. и др., 1975 г.], позволяющий устанавливать характер разломной тектоники исследуемых районов. Особенно важным преимуществом метода является возможность обнаружения скрытых систем разрывов, нередко ускользающих от внимания при проведении крупномасштабной геологической съемки. Значительная роль в трассировании скрытых разломов принадлежит таким признакам, как изгибы и расщепления крупных разломов, виргации складок, появление специфических магматических формаций, закономерная ориентировка полей распространения эффузивов и длинных осей интрузивов, виргации зон повышенной трещиноватости, которые как бы наталкиваются на невидимые препятствия.

Среди разломов третьего порядка наиболее отчетливо выделяются те, которые испытали активизацию в новейшее время и выражены в рельефе протяженными уступами, депрессионными зонами, элементами гидросети и другими линейными формами. При их выявлении особенно информативными оказываются РЛ-снимки. Правда, на характере изображения линейных форм на РЛ-снимках существенно отражается их ориентировка относительно сканирующего луча. Они прекрасно видны, если длинной осью ориентированы параллельно направлению полета, и заметны хуже или практически не видны, когда расположены нормалыю к оси полета. Но в целом по РЛ-снимкам по сравнению с аэрофотоснимками

того же масштаба можно получить большую дополнительную формацию. Это связано с большой контрастностью контуров различных по фактуре поверхности массивов горных пород, скульптурностью изображения форм рельефа, резкой выраженностью их линейных элементов и спрямленных участков эрозионной сети.

Основными индикационными признаками разрывных нарушений на РЛ-снимках и аэрофотоснимках являются: 1) ориентировка линейных элементов рельефа, зрозионной сети, трещиноватости, 2) линейная ориентировка зон повышенной увлажненности, дробления, ожелезнения пород, фиксирующихся на снимках потемнением тона изображения, 3) контакты различных по тону и рисунку изображения горных пород и 4) смещение маркирующих горизонтов. Иногда разрывные нарушения дешифрируются по линейной ориентировке положительных форм рельефа, представляющих собой выходы интрузивных тел или вторичных кварцитов. В частиости, по этому признаку В. В. Донских и др. [1980] прослежены дугообразные разломы в северной части Каргалинской вулканотектонической структуры (Центральный Казахстан).

Разрывным нарушениям, связанным с кольцевыми структурами, свойственна самостоятельная система внутренних дислокаций. Их внутреннее строение может быть концентрическим, радиальноблоковым и концентрически-радиальным. У крупных объектов отмечается и более сложное внутреннее строение, например, они могут включать в свои контуры более мелкие кольцевые структуры или обрамляться их гирляндами. На небольшом удалении от кольцевых центров начинают проявляться системы региональной трещиноватости. При работе с космоснимками в первую очередь ставится задача выявления самих кольцевых структур, а изучение радиально-концентрических систем разрывных нарушений в основном осуществляется при дешифрировании аэрофотоснимков.

Разрешающая способность космических снимков позволяет выделить кольцевые структуры практически любого размера, основываясь на анализе тона и рисунка фотоизображения. Но в зависимости от геологического строения изучаемого района набор индикаторов кольцевых структур и их относительная роль в комплексе дешифрировочных признаков может меняться. В складчатых областях с интенсивно расчлененным рельефом для них нашболее характерно сочетание дугообразных и кольцевых элементов орогидрографии. Для платформ, характеризующихся преобладанием слаборасчлененного рельефа, первостепенное значение приобретает анализ эрознонной сети и ландшафтных аномалий, связанных с распределением почвенно-растительного покрова. Значение тех или иных факторов меняется и в зависимости от используемых масштабов и видов космических снимков, в частности при переходе к мелким масштабам возрастает роль тоновых характеристик, а при использовании многозональных и многоспектральных снимков предпочтение отдается более длинноволновым днапазонам, особенно при изучении платформенных областей. Масштаб снимков также влияет на степень выраженности кольцевых структур различного размера.

Широко применяемые при геологических исследованиях материалы космических съемок, получаемые с космической станции «Салют», спутников «Лэндсат» и других, имеют масштаб J: 1000 000-1: 3 000 000. Путем их фотоувеличения получают снимки масштаба 1:500 000 и 1:200 000. При дешифрировании фотографий масштаба 1:3 000 000 выделяются кольцевые структуры размером от 20 до 120 км и более. Если площади их распространения отличаются и фоном, и характером расчлененности рельефа, они выглядят, как четкие правильные круги. Более расплывчаты контуры кругов, отличия которых от окружения проявлены только в фототоне. При анализе снимков масштаба 1 : 500 000 наиболее крупные кольцевые структуры обычно не удается увидеть непосредственно, и контуры их могут быть установлены лишь по сгущениям мелких колец в обрамлении [Анализ..., 1979]. Объектами исследования здесь являются кольцевые структуры с поперечником от первых километров до 60 км, редко больше. В отличие от снимков масштаба 1:3000000 на снимках масштаба 1:500 000 наиболее крупные структуры, как правило, имеют менее ровные ограничения и нередко по форме приближаются к овалам. Их внутреннее строение характеризуется наличием фрагментов дугообразных и радиальных разломов и различного размера кругами, взаимопересекающимися или как бы опирающимися друг на друга.

В отличие от крупных структуры с поперечником 10—20, и в особенности 5—6 км, имеют правильную округлую форму. Иногда отмечаются дуги, опирающиеся на линейные или кольцевые нарушения. Встречаются полигональные структуры с малыми кругами в центре. Круговые структуры выражены в рельефе, как купола или как депрессии. Многие купольные структуры отмечаются малыми внутренними кругами, от которых, как от центра, отходят радиальные разломы. Круговые депрессии чаще всего представлены несколькими концентрическими окружностями, вложенными друг в друга, в которых радиальные трещины выходят непосредственно из центра. Полигональные структуры имеют валообразные ограничения и центральную кольцевую депрессию.

Выделение сквозных зон разломов по крупномасштабным аэрофотоснимкам

При отсутствии мелко- и среднемасштабных материалов дистанционных методов выделение крупнейших зон разрывных нарушений представляет известную трудность, поскольку при дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков всегда есть опасность «завязнуть» в мелких трещинах. Чтобы избежать этого, можно предложить на предварительной стадии просмотра крупномасштабных снимков использовать ряд приемов, которые по своей сути заменяют способ оптической фильтрации результатов дешифрирования с помощью специальных приборов. На стандартном листе фанеры монтируется фотоплан из снимков одной стереонары. Дешифрирование производится визуально без применения оптических приборов, поэтому для работы можно использовать как аэрофотоснимки, так и готовые фотосхемы и фотопланы. Отрисовываются только протяженные линеаменты, которые переходят с одного снимка на другой. Эта операция позволяет избавиться от мелких трещин и тем самым «проявить» крупные разломы.

Следующий этап работы сводится к анализу полученной сети разломов с целью выяснения истории ее формирования и контролирующей роли разломов в размещении геологических образований. Решение этой задачи становится возможным, если использовать различные геологические образования, контролируемые разломами, в качестве индикаторов времени и места проявления последних. Метод анализа состоит в составлении палеоструктурных схем для каждого самостоятельного этапа тектоно-магматического цикла. При построении палеосхем учитывается накопленный предшественниками комплекс знаний о конкретных разрывных нарушениях, наблюдавшихся в горных выработках, естественных и искусственных обнажениях, а также данные по выявлению и изучению региональных разломов геофизическими методами. Возможности предлагаемой методики можно показать на примере дешифрирования разрывной тектоники Восточного Забайкалья.

В начале 50-х годов Н. В. Горловым [Радкевич Е. А. и др., 1956] на территории полиметаллической и редкометальной рудных провинций Шилка-Аргунского междуречья был выявлен новый тип региональных рудоконтролирующих структур — долгоживущие зоны разрывных нарушений, выраженные сближенными разломами и разновозрастными проявлениями магматизма в интрузивной, эффузивной и дайковой формах. Позже строением этих зон в связи с методикой их картирования занимался И. Н. Томсон [1969].

Более детальная характеристика внутренней структуры и особенностей развития зон повышенной трещиноватости была получена Г. Г. Ге [1977 г.], который использовал при их изучении методику дешифрирования аэрофотоматерналов. С помощью этого метода статистически установлено, что плотность разрывных нарушений внутри зон в несколько раз превышает среднюю плотность разломов по региону. Показана совмещенность с зонами разрывных нарушений интрузивных тел, покровов вулканических пород, зон гидротермально измененных пород, а также рудных месторождений. Установлено наследование некоторыми зонами повышенной трещиноватости ослабленных зон более древнего заложения.

В основу палеоструктурного анализа были положены выводы о проявлении в Восточном Забайкалье трех стадий мезозойской тектоно-магматической активизации [Александров Г. В. и др., 1975 г.], каждая из которых характеризуется заложением или подновлением своей сети региональных разломов, интрузивной и вулканической деятельностью, образованием и заполнением приразломных впадин и рудообразованием. Палеоанализ выявленной по

8*



Рис. 43. Схема регионального структурного контроля молибденового оруденения междуречья рек Унды и Газимура (составлена Г. Г. Ге и А. Н. Палицыной).

I — массивы граннтондов шахтаминского интрузивного комплекса; 2 — пояса и поля развития субвулканических тел сретенского интрузивного комплекса; 3 — места проявления молибденового оруденения (a — месторождения, δ — рудопроявления и точки минерализации); 4 — оси региональных разломов (зон повышенной трещиноватости); 5 — контур территории, показанной на рис. 44 и 45.

аэрофотоснимкам сети региональных разломов проведен для каждой стадии раздельно. Установлено время заложения и развития каждой из систем региональных разломов и выяснена их роль в размещении мезозойских геологических образований. Такой анализ позволил, в частности, выяснить структурные закономерности пространственного размещения молибденового оруденения в районе верховьев рек Унды и Газимура и откорректировать схему дешифрирования этого района. Рассмотрение вынесенных на рис. 43 «осей» региональных разломов только юрского времени, а также закономерности положения тел магматических пород, с которыми парагенетически связано молибденовое оруденение, и участков проявления молибденовой минерализации позволяет сделать заключение о том, что на размещение юрских магматических и рудных образований оказало влияние развитие региональных разломов всего лишь двух направлений — северо-восточного (CB 30°) и широтного. Рудные узлы приурочены к пересечениям этих разломов. Зная структурные особенности этого молибденового района, можно откорректировать схему дешифрирования (рис. 44), сконцентрировав внимание на разломах широтного и северо-вос-





Рис. 44. Схема дешифрирования аэрофотоснимков верховьев рек Унды и Газимура (дешифрирование выполнено А. Н. Палицыной).

Разрывные нарушения, проявленные на снимках: *I* — хорошо, 2 — средне, 3 плохо.

Рис. 45. Схема размещения разломов района верховьев рек Унды и Газнмура.

I — разломы региональных рудоконтролирующих систем; 2 — разломы других направлений, Остальные обозначения см. на рис. 43.

точного направлений и разрядив на схеме (рис. 45) разломы других направлений, имеющих, судя по геологическим данным, более молодой возраст.

Примененная методика основана, таким образом, на принципе обратной связи: от частного (конкретные линии на снимках) к общему (выявление региональных разломов) и обратно к частному (корректировка схемы дешифрирования). Эта методика обработки результатов дешифрирования аэрофотоснимков дает материал для составления основы геологических, структурных и прогнозно-металлогенических карт среднего и крупного масштабов. Сами же схемы дешифрирования могут рассматриваться лишь как вспомогательные и подлежат дальнейшей детализации.

Дешифрирование крупномасштабных аэрофотоматериалов

После получения общей структурной схемы переходят к болес детальному морфоструктурному анализу выделенных «структурных районов» и отдельных тектонических структур по крупномасштабным аэрофотоснимкам. Целью этой стадии дешифрирования являются уточнение пространственного положения и изучение строения эон разломов и кольцевых структур, выделенных на первом этапе дешифрирования, и выявление разрывных дислокаций, сопровождающих или осложняющих складчатые формы. При этом широко используются стереоскопы и фотограмметрические приборы, даже если разрывные нарушения и сопряженные с ними элементы складчатых структур хорошо видны на снимках и простым глазом. Как отмечают Е. И. Кильдюшевский и Н. Н. Херсаков [1973 г.], стереоскопический анализ снимков позволяет выявить ту часть разрывов, которая слабо выражена в рельефе. Под стереоскопом легче распознать линии антропогенного происхождения, которые могут быть приняты за разрывные нарушения. После дешифрирования под стереоскопом полезно просмотреть снимки еще раз невооруженным глазом, а в некоторых случаях — на светостоле. При дешифрировании разрывных нарушений надо стремиться выделить максимум линий, оставив разбраковку и отфильтрование линий неразломной природы на следующий этап анализа. Такой подход обеспечивает получение статистически представительного материала для последующей обработки схем дешифрирования.

Для составления детализированных структурных схем вначале прослеживают хорошо дешифрируемые линеаменты, отсутствующие на общей структурной схеме. Затем отрисовываются детали строения складок и разрывных нарушений, определяются, по возможности, элементы залегания крыльев складок и плоскостей сместителей разрывов. Наличие смещений по разрывным нарушениям четко устанавливается при наличии фотомаркирующих горизонтов либо по резкой смене или смещению ландшафтных комплексов.

Дешифрирование складчатых и слабо выраженных разрывных дислокаций производится одновременно, по мере сканирования изучаемой площади в поле зрения стереоскопа путем перемещения стереопары. Стремление выделить с самого начала все разрывные нарушения может привести к пропуску некоторых из них. При одновременном выделении обоих типов дислокаций появляются дополнительные критерии и признаки, позволяющие добиваться большей полноты дешифрирования. Так, прямолинейный обрыв структурных линий, трассирующих складку, наводит на мысль о срезании этой складки разломом, хотя сама линия разрыва, на первый взгляд, может отчетливо и не дешифрироваться. Целенаправленный поиск соответствующих признаков позволяет, как правило, уверенно проследить такой разлом.

Объем информации, получаемой при дешифрировании крупномасштабных дистанционных съемок, определяется рядом факторов — особенностями геологического строения, ландшафтными условиями и техническими условиями получения изображений. При различном сочетании этих факторов меняются признаки дешифрирования [Аэрометоды..., 1971], а также возможность получения тех или иных количественных характеристик тектонических структур. Однако дешифрирование разрывов зависит от указанных факторов в минимальной степени. Последние выявляются практически в любых ландшафтных условиях по спрямленным элементам орогидрографии. Более того, даже при слабой обнаженности смещение ландшафтных комплексов по разрывам дает возможность определять некоторые морфокинематические характеристики последних, хотя и следует отметить, что в закрытых районах двухъярусного строения имеется определенная специфика методики их выявления и анализа. Если в складчатых областях интересующие нас объекты, как правило, устанавливаются по прямым признакам и их интерпретация не представляет трудностей, то на закрытых территориях приходится использовать комплекс косвенных признаков. Например, в Тургайском прогибе основными индикаторами элементов разрывной тектоники служат прямолинейные участки эрозионной сети, цепочки отрицательных микроформ рельефа изометрической формы, расположенные вдоль одной линии, спрямленные границы котловин. При прослеживании разрывных нарушений в районах такого типа отмечается увеличение ширины линеаментов по сравнению с таковыми на снимках открытых районов. Тем не менее по снимкам успешно выделяются разрывные нарушения различного порядка --- от незначительных трещин до зон разломов. Трещины наиболее отчетливо дешифрируются на крупномасштабных аэрофотоснимках. Разломы успешнее выявляются на фотосхемах в силу их большей обзорности. Отсутствие искажений за рельеф и почти полная идентичность топографическим картам способствуют широкому использованию фотосхем при работах в равнинных и слабовсхолмленных районах. Однако зоны региональных разломов неотчетливы даже на них. Как отмечалось выше, они успешнее выделяются на мелкомасштабных аэрофотои космических снимках.

В условиях высокой сельскохозяйственной освоенности закрытых территорий линеаменты культурного ландшафта можно спутать с тонкополосчатым рисунком, характерным для серии параллельных разрывов. При применении радиолокационных снимков такие случаи встречаются значительно чаще. Для решения вопроса необходимо под стереоскопом проанализировать рисунки фотоизображения, привлечь для анализа фотосхемы, охватывающие площади с границами сельхозугодий. Этим границам обычно параллельны борозды, межи и другие линейные элементы искусственного происхождения, что и позволяет отличить их от геологически обусловленных линеаментов. В случае параллельности последних границам сельхозугодий отличить их от антропогенных линеаментов только по материалам дистанционных съемок не всегда возможно. Также сложны для геологической интерпретации случаи, когда на аэрофотоснимках видны следы распашки разных лет: линии одного направления (обычно более ранние) могут быть приняты за структурные. В таких случаях необходимо привлечение материалов опережающей геофизики, а впоследствии и проверка бурением.

При специализированном изучении разрывов иногда возникает необходимость получения дополнительных данных. Так, для целей гидрогеологической оценки территории необходимо знать степень обводненности разломов. Данные, полученные по аэрофотоснимкам, не всегда обладают достаточной полнотой и точностью. Для их пополнения можно проводить специально тепловую съемку [Шилин Б. В., 1980 г.]. Основанная на регистрации тепловых контрастов поверхности, тепловая съемка помогает в выявлении и изучении тех разрывов, по которым происходит разгрузка подземных вод (как холодных, так и термальных). Наличие выходов грунтовых вод в зонах разломов свидетельствует о том, что система трещин в зоне имеет открытый характер, благоприятствующий циркуляции грунтовых вод. Для изучения разломов по материалам тепловой съемки необходимо иметь снимки как дневных, так и ночных залетов, поскольку информация каждого из них дополняет друг друга. Так, в одном из районов Центрального Казахстана пересекающая массив гранодиоритов зона разломов на дневном снимке четко выделяется как очень холодная, что связано с общим повышением увлажнения в зоне из-за усиленной циркуляции здесь подземных вод и соответственно с охлаждающим влиянием испарения. На ночных тепловых аэроснимках в пределах зоны дешифрируются лишь наиболее обводненные участки разломов и выходы грунтовых вод.

Анализ и обработка данных дешифрирования

Результатом предполевого дешифрирования материалов дистанционных съемок является структурная схема, на которой показывается плановое расположение складок, их морфологические типы, степень асимметрии, другие параметры, которые удается установить по аэрофотоснимкам. Но, как правило, основной нагрузкой схемы являются разрывные нарушения и кольцевые структуры. Специальными знаками показываются все установленные при дешифрировании морфокинематические характеристики разрывов.

Зачастую сеть разрывных нарушений, выявленных при дешифрировании, оказывается очень густой. Это вынуждает использовать различные статистические методы обработки карт разрывных нарушений с выделением зон сгущения как в целом для всех разрывов, так и для отдельных систем определенной ориентировки, участков аномальной плотности или ориентировки разрывов и др. Поскольку при дешифрировании выделяются как довольно крупные, так и многочисленные мелкие линеаменты, число спрямленных элементов не отражает степень дислоцированности того или иного участка изучаемого района. Более объективные выводы могут быть получены при количественном анализе схем разрывных нарушений, учитывающем длину, направление и характер площадного распределения линейных элементов орогидрографии и ландшафта [Анализ..., 1979]. Для этого составляются схемы линеаментов избранных простираний в сравнительно узком диапазоне (в пределах 10-20°). На каждую схему выносятся все спрямленные элементы, имеющие длину 5 мм и более. Этот ценз позволяет в значительной мере избавиться от случайных ошибок при определении направления спрямленных элементов. Распространение разрывных нарушений в пределах изучаемой территории устанавливается по их суммарной длине, приходящейся на единицу площади. Для определения этого параметра вся площадь схемы

с помощью круговых или шестиугольных палеток разбивается на элементарные ячейки диаметром 3 см. В каждой элементарной ячейке измеряется суммарная длина линеаментов, которая относится к ее центру. По полученным значениям строится схема изолиний густоты линеаментов, позволяющая выделить участки повышенной трещиноватости, которые зачастую соответствуют положению зон разрывных нарушений, в том числе скрытых.

Однако не во всех случаях на этих схемах структурные особенности изучаемой территории проявляются достаточно четко, и тогда приходится рассчитывать фоновую и остаточную (аномальную) составляющие густоты линеаментов. Фоновую составляющую можно определить методом скользящего окна, а остаточную составляющую -- по разности показателей густоты линеаментов и их фоновой составляющей. По полученным данным могут быть составлены специальные схемы фоновой и остаточной составляющих. Схема фоновых значений отражает общий нормальный фон распределения густоты линеаментов данного направления, обусловленной действием региональных факторов. Схемы остаточных составляющих показывают расположение аномалий густоты линеаментов, накладывающихся на общий фон, которые интерпретируются как зоны повышенной трещиноватости.

Для ускорения получения и обработки данных геологического дешифрирования космо- и аэрофотоснимков в настоящсе время изыскиваются возможности использования когерентных оптических систем. Можно отметить два независимых направления исследований [Янутш Д. А. и др., 1979 г.]. Первый путь основан на оптической обработке исходных материалов с целью выделения линеаментов из окружающего фона. Под выделением линеаментов подразумевается усиление выразительности их дешифровочных признаков путем пространственной фильтрации с помощью специальных фильтров. Обработка материалов осуществляется на когерентной оптической установке, собранной на базе прибора «Когерент».

Второе направление включает изучение пространственной структуры изображения методом спектрального анализа. Спектральный анализ может производиться как по исходным снимкам, так и по предварительно преобразованным. Могут также использоваться и снимки с выделенными на них линеаментами вручную. Применяются два вида спектрального анализа — визуальный и фотометрический. Визуальный анализ позволяет изучить динамику изменения структуры линеаментов путем последовательного просмотра изображения по отдельным участкам. Фотографическая регистрация спектра всего изображения или выбранного участка позволяет выявлять преобладающие системы линеаментов, их концентрацию и взаимную ориентировку. Фотометрирование спектра по частоте в том или ином угловом диапазоне позволяет изучить периодические системы линеаментов и определить их частоту.

Результаты анализа густоты трещиноватости различных простираний суммируются на итоговой схеме дешифрирования разрывных нарушений. Выделяются зоны повышенной трещиноватости каждого направления, узлы их пересечения, среди которых можно будет выделить наиболее интересные с точки зрения локализации оруденения. Как было показано выше, несмотря на наличие большого числа систем разрывных нарушений, рудоконтролирующими для промышленных месторождений являются в основном крупнейшие сквозные зоны в местах их пересечения с разломами других направлений. Достоверность выделения таких дизъюнктивов существенно повышается при их подтверждении материалами опережающей геофизики, с помощью которых тектонические нарушения могут быть прослежены также и на участках развития рыхлых отложений.

3.1.3. АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ ОПЕРЕЖАЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СЪЕМКУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ

Общие сведения

Опережающие геофизические работы на стадии подготовки площадей включают аэромагнитные и аэрогамма-спектрометрические съемки масштаба 1:50 000 (1:25 000) и гравиметрические съемки масштаба 1:50 000. В малоосвоенных районах, как исключение, допускается проведение среднемасштабной гравиметрической съемки. В некоторых случаях для выявления тектонических структур осуществляются аэроэлектроразведка масштаба 1:50 000 (1:25 000) и различные модификации наземных электро- и сейсморазведочных работ. Материалами опережающей геофизики являются карты наблюденных значений, карты физических полей и параметров (в изолиниях и графиках), схемы качественной интерпретации геофизических полей, результаты количественной интерпретации наиболее интересных геофизических аномалий. При их использовании успешно решается задача выявления и прослеживания крупных разрывных нарушений, в том числе недостаточно четко проявленных на земной поверхности или перекрытых рыхлыми образованиями значительной мощности. Для отдельных дизъюнктивов, особенно при количественной оценке геофизических аномалий, могут быть получены данные об амплитуде смещения, элементах залегания плоскостей сместителя, динамо-кинематическом типе, глубине и времени их образования. Специальные методические издания по применению геофизических методов при изучении разрывной тектоники немногочисленны и в большей своей части посвящены региональным геофизическим исследованиям в мелком и среднем масштабах [Клушин И. Г., 1968 г.; Годин Ю. Н., 1969 г.; Ващилов Ю. Я., 1975 г. и др.]. Применительно к крупномасштабному геологическому картированию наиболее полной сводкой является работа А. А. Духовского, М. Г. Илаева и И. И. Кронидова [1970 г.].

Предпосылки выделения разрывных нарушений геофизическими методами

Возможность применения геофизических методов с целью изучения разрывных нарушений основана на проявлении в физических полях многих их особенностей, прежде всего смещений аномалиеобразующих геологических тел. По мере увеличения смещения сначала над разрывом происходит уменьшение интенсивности аномалии, а затем смещение в плане частей аномалии, находящихся по разные стороны линии разрывного нарушения (рис. 46). Оценить минимальный размер смещения разорванных частей тела пластообразной формы, при котором оно отражается в магнитном поле, можно по формуле, выведенной С. С. Красовским, или номограмме, построенной И. И. Кронидовым. Анализ этой номограммы показывает, что при глубине залегания пересеченных сдвиговым нарушением тел в сотни метров могут быть отмечены сдвиги с амплитудой горизонтального перемещения, близкой к глубине залегания этих тел.

Разрывные нарушения находят отражение в физических полях также благодаря изменению физических свойств пород при их дроблении и милонитизации. Отличие по физическим свойствам разрушенных пород от монолитных определяется степенью трещиноватости, составом пород, обводненностью, температурой и другими факторами. Большую роль играет часто возникающая при дроблении и перекристаллизации анизотропия некоторых физических свойств пород. Полости, образующиеся при возникновении трещин, являются значительным препятствием для прохождения упругих волн, снижая скорость их распространения [Физические свойства горных пород и полезных ископаемых, 1976 г.], а также приводят к разуплотнению пород. Столь же значительно влияние открытых полостей на удельное электрическое сопротивление горных пород. Теоретические расчеты показывают, что присутствие в породе нескольких процентов непрерывно связанных между собой проводящих электрический ток включений, например запол-



Рис. 46. Смещение магнитной аномалии над долеритовой дайкой.

I -изодинамы ΔT ; 2 - тектоническое нарушение и направление смещения по нему.

ненных водой трещин, достаточно, чтобы удельное электрическое сопротивление уменьшилось на несколько порядков. Экспериментальные данные подтверждают теоретические выводы о большой зависимости удельного электрического сопротивления горных пород от трещиноватости. По данным Э. П. Позина, повышение трещиноватости метаморфических пород с 5—15 до 15—25 трещин на метр в условиях ультрапресных вод понижает удельное сопротивление породы в 2—3 раза. Присутствие в зонах разрывных нарушений милонитов и глинки трения также способствует снижению скорости распространения упругих колебаний и удельного электрического сопротивления в этих зонах.

Активное проявление в зонах разрывных нарушений и вблизи них гидротермальных процессов ведет главным образом к повышению пористости пород, что снижает их плотность, скорость упругих колебаний и удельное электрическое сопротивление, хотя влияние пористости на последние два параметра заметно меньше, чем влияние трещиноватости. Размеры зон выщелачивания могут быть значительны, что отмечается соответствующими геофизическими аномалиями. Например, увеличение пористости за счет гидротермальной переработки гранодиоритов с десятых долей процента до 2,6 % снижает удельное электрическое сопротивление образцов в десятки раз, так как пористость обычно прямо пропорциональна влажности пород, которая также оказывает большое влияние на этот параметр [Балашов А. Н., 1972 г.].

Влияние метасоматического минералообразования на физические свойства пород может быть различным. При процессах грейзенизации, аргиллитизации, серицитизации, эпидотизации и сульфидизаций кислых пород отмечается увеличение плотности и уменьшение их магнитной восприимчивости и остаточного намагничивания [Смелов А. А. и др., 1965 г.]. При серпентинизации пород основного ряда плотность снижается, а магнитные параметры за счет образования магнетита повышаются. Зоны разрывных нарушений могут изучаться геофизическими методами также благодаря тому, что они контролируют размещение таких резко отличающихся от вмещающих пород своими физическими свойствами постмагматических образований, как кварцевые жилы и тела электропроводяцих сульфидов. Картирование разломов облегчается в случае приуроченности к ним магматических тел — даек, штоков, экструзий, нередко характеризующихся отличными от вмещающих пород плотностью и особенно магнитными свойствами.

Таким образом, зоны разрывных нарушений за небольшими исключениями чаще всего характеризуются изменением плотности, скорости упругих колебаний, удельного электрического сопротивления и магнитных свойств. Наиболее интенсивны указанные выше изменения физических параметров в приповерхностных участках разломов, где сильно проявлены гипергенные процессы. Изменения физических свойств горных пород в зонах разломов особенно отчетливо проявлены при пересечении последними сравнительно однородных массивов интрузивных пород. Так, в зоне Северо-Восточного разлома в Моголтау (Северный Таджикистан) наблюдается уменьшение плотности на 0,05 г/см³, магнитной восприимчивости до (40÷60)·10⁻⁶ ед. СГС, удельного электрического сопротивления в несколько раз.

Качественная интерпретация геофизических материалов для обнаружения и трассирования разрывных нарушений

Интерпретация физических полей по материалам опережающих геофизических работ осуществляется на основе структурной схемы дешифрирования аэро- и космоснимков и имеющихся геологических, петрофизических и других данных предшественников. Интерпретацию начинают с выделения крупных тектонических блоков, различающихся в физических полях. Крупные глубинные разломы обычно уверенно выделяются в процессе качественной интерпретации материалов гравиметрической и аэромагнитной съемок по линейным аномалиям, цепочкам изометричных или слабо вытянутых аномалий, зонам нарушения корреляции аномалий. Часто тектонические нарушения проводятся по прямолинейным границам между блоками, различающимися характером физических полей (степень изрезанности, направление аномальных осей и др.). Естественно, линейность аномальных зон не является ни необходимым, ни достаточным признаком разрывного нарушения. Примером неоднозначности истолкования таких особенностей гравитационного и магнитного полей являются аномалии в восточной части Украинского щита, связывавшиеся одними авторами преимущественно с тектоническими нарушениями, а другими -- с отдельными горизонтами осадочно-метаморфических пород [Крутиховская З. Л., 1968 г.]. Увлечение линейными структурами иногда мешает исследователю увидеть кольцевые разломы.

Вертикальные перемещения по разрывному нарушению также нередко находят отражение в наблюдаемых физических полях. Происходит резкое изменение ширины линейной геофизической аномалии за счет расширения выхода аномалиеобразующего тела на эрозионный срез или изменения глубины его нижней кромки на границе соседних блоков. Смещение по сбросу или надвигу частей геологических тел приводит к образованию уступов, над которыми наблюдаются так называемые «ступени» или градиентные аномалии. Положение разлома отвечает максимуму горизонтального градиента измеряемой величины. По данным гравиметрической съемки в Приморье были прослежены Кавалеровский, Арсеньевский и Лифудзинский разломы, приведшие к большим (свыше 1 км) изменениям мощности верхнего структурного этажа, представленного вулканогенными образованиями. Над зонами этих разломов значение горизонтального градиента гравитационного поля достигает З мГал/км [Антушевич И. И. и др., 1970 г.]. Известны примеры картирования гравиметрической и аэромагнитной

съемками разрывных нарушений со сравнительно небольшой (200—250 м) амплитудой вертикальных перемещений. Так, в условиях Воронежской синеклизы разрывные нарушения с амплитудой перемещения пластов железистых кварцитов более 200 м уверенно картируются при глубине залегания фундамента в первые сотни метров [Кушербаев Н. И. и др., 1968 г.].

Нередко разломы отмечаются линейными положительными магнитными аномалиями, обусловленными интрузивными телами основного и среднего состава. Так, в Кураминской подзоне Срединного Тянь-Шаня, в Широкинском рудном поле юго-восточного Забайкалья разрывные нарушения часто прослеживаются в виде цепочек вытянутых магнитных аномалий, обязанных дайкам диабазовых порфиритов и лампрофиров Балашов А. Н. и др., 1966 г.; Евсеев Е. П. и др., 1970 г.]. Дайками основных и ультраосновных пород маркируются разломы в восточной части Украинского щита [Крутиховская З. А., 1968 г.]. В пределах Спасской металлогенической зоны в Казахстане узлы пересечения и сопряжения разломов фиксируются вулканическими аппаратами центрального и линейного типов, хорошо проявленными в магнитном поле [Кириллов Р. Н., 1978 г.]. Цепочками положительных или знакопеременных локальных аномалий отмечаются разломы с наложенной ферромагнитной минерализацией. В Кавалеровском рудном районе (Приморье) тектонические трещины картируются цепочками отрицательных магнитных аномалий вследствие отрицательной намагниченности пирротина, которым они минерализованы [Антушевич И. И. и др., 1970 г.].

Крупные дизъюнктивы в слабодислоцированных районах часто картируются по смещению опорных сейсмических (отражающих и преломляющих) и геоэлектрических границ, прослеживаемых сейсморазведкой МОВ и КМПВ и вертикальными электрическими зондированиями (ВЭЗ). При этом наиболее точные сведения о положении и характере разрывного нарушения могут быть получены сейсморазведкой. При благоприятных сейсмогеологических условиях разрывные нарушения с амплитудой в сотни метров выделяются на сейсмограммах смещением осей синфазности, появлением дифрагированных волн и волн, отраженно-преломленных на плоскости сброса. В случае меньшей амплитуды смещения разрывных нарушений указанные признаки проявляются слабо, и для новышения эффективности сейсмического метода рекомендуется комплексное использование кинематических и динамических параметров сейсмической записи (поглощение, затухание, спектральный состав и пр.) [Кайтуков В. М. и др., 1977 г.; Богданов М. С., 1980 r.].

Точность определения глубины опорного горизонта ВЭЗ обычно ниже. Вблизи зон крутопадающих разрывных нарушений кривые осложняются вследствие влияния крутых контактов разнородных по удельному электрическому сопротивлению пород, что еще больше снижает точность интерпретации. Более точное выделение и трассирование разрывных нарушений может быть выполнено по графикам рк для различных разносов питающей линии, построенным по профилям ВЭЗ.

Небольшие тектонические нарушения при малой глубине их. залегания обычно хорошо проявляются в магнитном поле, дажеесли по ним не происходило значительных подвижек. Характер геофизических аномалий нередко меняется по простиранию таких нарушений в зависимости от состава залечивающих их магматических тел, интенсивности и типа постмагматических изменений и состава вмещающих пород. Нарушения, пересекающие изверженные породы среднего и основного состава, характеризующиеся повышенным магнитным полем, обычно фиксируются понижением поля. Этот признак разломов широко используется исследователями в различных районах Советского Союза. Такими линейными зонами пониженных значений магнитного поля выделяются тектонические нарушения в пределах массивов гранитоидов в Северном Казахстане, ряд разломов в Кураминской подзоне Срединного Тянь-Шаня, в Приморье и других районах. Например, при аэромагнитной съемке, проведенной на Северном Кавказе с погрешностью 3-5 нанотесл (нТл), в районе Безепского надвига выделены по понижению магнитного поля в 20-30 нТл зоны разрывных нарушений. В районе месторождения Джижикрут в Северном Таджикистане аномалиями 10-15 нТл картируется Региональный

В ряде районов тектонические нарушения фиксируются по линейным аномалиям (цепочкам аномалий) радиоактивных элементов или их индикаторных соотношений при гамма-спектрометрической съемке [Климов В. И. и др., 1975 г.].

Количественные методы интерпретации геофизических данных для выявления и прослеживания разломов

Следует отметить, что не всегда легко идентифицировать ано-малии, предположительно смещенные по нарушению. В некоторых: случаях, используя количественные методы интерпретации, приходится решать обратную задачу: определять природу геофизической аномалии, сдвинутой по нарушению с известной амплитудой смещения относительно уже изученной аналогичной аномалии. Кроме того, специальные способы математической обработки информации (способ обратных вероятностей, межпрофильной корреляции и др.) применяются в целях выделения слабых аномалий, интенсивность которых соизмерима с уровнем помех [Тархов А. Г. и др., 1977 г.]. Возможность картирования малоамплитудных разломов геофизическими методами определяется соотношением между аппаратурно-методической точностью геофизических съемок, минимальной интенсивностью создаваемых ими аномалий и уровнем помех. Учитывая значительную протяженность зон разрывных нарушений, а следовательно, и связанных с ними аномалий. за

минимальную интенсивность выделяемых аномалий можно принимать

$$A_{\min} \gg 3 \sigma_{oom} \sqrt{m}$$
,

где $\sigma_{o \delta u}$ — стандартное отклонение от нормального уровня, связанное с точностью съемки и природным колебанием фона; *m* — число коррелируемых точек наблюдений — от 2 до 9 [Геофизические поиски рудных месторождений, 1970 г.].

Сравнение значения минимальной, выделяемой в данных условиях, аномалии (Amin) с интенсивностью аномалии над телом, аппроксимирующим зону разлома, при различной глубшее его залегания позволяет приближенно оценить предельную глубину, на которой может быть прослежена зона разлома. Расчет интенсивности магнитных и гравитационных аномалий может быть выполнен описанными в литературе графическим или аналитическим способами [Магниторазведка. Справочник геофизика, 1980 г. и др.]. Количественная интерпретация электрических аномалий представляет значительные трудности и в практике опережающих геофизических исследований выполняется редко. Приближенная оценка их интенсивности и характеристика может производиться способами, описанными В. А. Комаровым и И. М. Блохом, а также посредством физического моделирования. При этом важно учитывать экранирующее влияние перекрывающих толщ, в различных методах электроразведки проявляющих себя по-разному. Практический опыт показывает, что возможность надежного геофизического картирования разломов даже в благоприятных условиях ограничивается глубиной в десятки — первые сотни метров [Балашов Λ . Н. идр., 1975].

Для ускорения обработки геофизической информации и автоматического составления структурных схем с помощью ЭВМ создан ряд алгоритмов и программ [Грознова А. А., Трошков Г. А., 1968 г.; Трошков Г. А., 1964 г.]. В основе выявления и прослеживания линеаментов, отождествляемых с разломами, лежит машинный поиск достаточно длинных и прямолинейных отрезков, каждая точка которых фиксируется значимыми признаками. Главнейшими из них являются зоны резкого изменения характера поля или высоких горизонтальных градиентов, зоны линейных максимумов или минимумов, цепочки локальных аномалий, участки резкого изменения интенсивности зон экстремумов вплоть до полного их исчезновения, зоны резкого изменения простираний геофизических аномалий или смещения их осей в плане. Сопоставление результатов машинной и немашинной интерпретации показывает, что даже в простых ситуациях ЭВМ прослеживает разрывные наушения быстрее и точнее, чем это делает исследователь вручную. При интерпретации сложных физических полей данные, полученные с помощью ЭВМ, несомненно, более объективны.

Таким образом, комплексный анализ reoлого-reoфизических и дистанционных материалов при изучении разрывных нарушений является необходимым этапом крупномасштабной геологической съемки. Во многих случаях удается получить предварительные сведения о числе основных систем дизъюнктивов и их ранге, об элементах залегания плоскостей сместителей, наличии смещений и некоторых других особенностях строения отдельных разрывных нарушений или зон разломов. Эти результаты суммируются на предварительной геологической карте (схеме), которая в дальнейшем служит структурным каркасом полевых геологических карт

3.2. ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Цель полевого изучения разрывных нарушений (разрывов) состоит в определении их генетической принадлежности, в уточнении систем и порядков, в выяснении пространственного и временного положения в геологической структуре, в оценке их рудоконтролирующего значения. Картирование разрывов составляет один из элементов общей геологической съемки территории и проводится в комплексе с изучением других геологических явлений и образований. Значительная часть получаемой информации по составу и физическим свойствам пород, по их стратиграфическим и структурным взаимоотношениям имеет прямое отношение и к характеристике разломов.

Полевое изучение разрывов проводится в следующих основных направлениях:

1) выяснение общих масштабов нарушения, его морфологического типа, положения в структуре района, взаимоотношений с другими разрывными нарушениями и со складчатыми деформациями;

2) сбор материалов для определения генетического типа раз-

3) характеристика особенностей внутреннего строения зоны;

4) изучение генетических и возрастных взаимоотношений разрыва с другими геологическими явлениями и образованиями для определения времени его заложения и расшифровки последовательности обновлений;

5) изучение металлоносности и нерудной минерализации разрыва.

Картирование зон разрывов должно осуществляться с обязательным выполнением требований комплексности, трехмерности и полноты изучения. Как особый геологический объект дизъюнктивы требуют применения специального комплекса методов исследования, в том числе и тех, которые использовались на предполевом этапе, но, как правило, для решения новых задач. Например, в задачу аэрометодов в полевой этап входят определение достоверности схем предполевого дешифрирования, опознание положения разрывов на местности и точная привязка их к топографической карте; прогнозирование явлений, которые могут быть встречены в маршруте, и их интерполяция в межмаршрутных пространствах. Роль полевого дешифрирования аэрофотоснимков обычно оказывается выше в слабо обнаженных или сильно залесенных районах, поскольку дешифровочные признаки, проверенные или найденные при полевых исследованиях, отличаются большей надежностью, нежели установленные до выезда в поле. Требование трехмерности, предусматривающее изучение разрывных нарушений до определенной глубины, обусловливает широкое использование наземных геофизических методов. Требованием полноты характеристики предопределяется принцип равноценности подхода к изучению вещественного состава, морфологических особенностей, внутреннего строения и относительного возраста всех элементов внутреннего строения зон разрывов.

3.2.1. ПОЛЕВЫЕ ПРИЗНАКИ И МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ СКОЛОВЫХ НАРУШЕНИЙ

Формы геологического выражения сколовых нарушений (разломов) непостоянны и зависят от многих факторов, в том числе от типов и размеров смещений, свойств вмещающих пород, состава магматического и постмагматического выполнения зон и др. Нередко разломы полностью заплавлены магматическими телами, перекрыты вулканогенными или осадочными толщами и, на первый взгляд, никак не проявляются в геологическом строении территории.

При картировании разломов используются прямые и косвенные признаки. К прямым относятся признаки, непосредственно указывающие на наличие разлома, к косвенным — заставляющие предполагать его по сопутствующим геологическим явлениям. Выделяются тектонические, структурные, магматические, постмагматические, экзогенные, геоморфологические, гидрогеологические и геоботанические признаки. Одна из систематизаций разносторонных признаков выполнена В. А. Невским [1959].

Положение каждого разлома в процессе картирования должно быть обосновано комплексом признаков. Необходимо отдавать приоритет прямым признакам, но в меру их применимости использовать и косвенные. При этом следует иметь в виду, что степень надежности признаков меняется. Так, если небольшое число магматических тел способно помочь в прослеживании зоны разлома, то при чрезмерной насыщенности ими зона может вообще утратить черты тектонического нарушения.

Еще более трудным является прослеживание перекрытых разломов. Во многих случаях перекрытые разломы не выражены в вышележащих комплексах как типичные разрывные структуры и их наличие на глубине можст устанавливаться лишь по геофизическим данным или косвенным геологическим признакам [Радкевич Е. А., 1960; Лаверов Н. П. и др., 1962; Томсон И. Н., 1969, и др.]. Комплекс таких признаков для структур, которые Е. А. Радкевич, И. Н. Томсоном и Н. В. Горловым [1956] названы скрытыми разломами фундамента, обобщен И. Н. Томсоном. Выделяются фациальные признаки, обусловленные особыми условиями осадконакопления в зонах разломов, и структурные, связанные с проявлениями в них тектонических дислокаций. В качестве фациальных признаков рассматриваются переходы в составе отложений, проявляющиеся в узких зонах («фациальные коридоры») вследствие влияния разлома на строение базальных слоев («фациальные барьеры»). Среди структурных признаков указываются «структурные аномалии» складчатых форм (флексуры, крупные перегибы складчатых серий), развитие будинажа во флишевых отложениях. Особое место занимают проявления хрупкой деформации линейные зоны интенсивной трещиноватости и кулисообразно расположенные разрывы, которые оцениваются как зоны повышенной проницаемости, способствующие размещению малых интрузий, даек, поясов развития рассеянной минерализации и геохимических

В результате картирования разлома должны быть охарактеризованы его морфология, масштабы проявления, взаимоотношения с другими структурами, происхождение, история развития, отношение к процессам магматизма, метаморфизма и оруденения. Частные наблюдения и документацию необходимо производить выборочно по геологически однородным интервалам разломов, обладающим общностью условий залегания, состава вмещающих пород и внутреннего строения зоны.

Состав пород сначала изучается в процессе общего картирования вне зоны разлома. Затем выделенные разности последовательно прослеживаются в пределах зоны, что помогает их различать в условиях наложения дислокаций и постмагматического метаморфизма. В случае необходимости типовые переходы от неизмененных пород к измененным подвергаются специальному изучению по профилям с отбором штуфов и шлифов.

Характеристика сместителя предусматривает изучение его физического выражения, морфологии, общих элементов залегания. Типовые особенности сместителя (притертый шов или полость. выполненная продуктами дробления и др.) отражаются на крупномасштабной зарисовке. Изучение формы сместителя может быть проведено путем детального картирования на характерном интервале и графических построений, описанных в гл. 2 для анализа пространственной ориентировки вектора смещения. В случае необходимости полученные определения элементов залегания крыльев и осей структурных волн можно использовать для геомет ризации поверхности смещения в изолонгах [Детальные структурно-прогнозные карты..., 1979]. Такие построения позволяют легко определить и средние элементы залегания этой поверхности. Достоверное определение возможно также обычным способом, по линин или трем точкам пересечения сместителя с достаточно крупными формами рельефа. Компасные измерения, как правило, не характеризуют общего залегания сместителя, так как всегда относятся к тем или иным изгибам его структурных волн.

Внутреннее строение зоны изучается методом структурно-петрографических разрезов (рис. 47). Разрезами характери-

9*



зуются типовые геологические позиции разлома, желательно на участках с хорошей обнаженностью или вскрытых канавами. Они строятся вкрест простирания зоны на всю ее мощность. Построение разреза ведется по рулеточному ходу непосредственно в поле. На разрезе выделяются основные виды пород, типы их дислокационных преобразований и изменений; наносятся по измеренным элементам залегания главная и побочные поверхности смещения; отмечаются контуры минеральных жил и интрузивных тел, выполняющих зону.

Сбор материала для характеристики деформаций и наложенных на них образований производится по геологически однородным интервалам разреза. Такие интервалы должны быть сложены породами одного состава и обладать одинаковой степенью дислоцированности. Разбивка интервалов производится визуально, по выдержанности текстурных особенностей и окраски пород; при изменении их внешнего облика выделяется новый интервал.

Удельная трещиноватость измеряется непосредственно при составлении разреза путем подсчета числа трещин, приходящихся на 1 м по рулетке. В сильно катаклазированных породах, где видимая трещиноватость исчезает, удобно использовать способ измерения размеров блоков, рекомендованный В. А. Певским. В таких породах отобранный образец обычно рассыпается по микротрещинам на ряд все более мелких осколков, грани которых, однако, остаются покрытыми пленкой глинистого материала. Приходится дробить эти осколки все мельче и мельче, чтобы, наконец, увилеть в них породу. За среднее расстояние между трещинами принимается минимальный размер таких блоков, в которых еще не обнаруживается излома породы.

С целью характеристики степени катаклаза и интенсивности изменений на тех же интервалах отбираются образцы для изготовления шлифов, а для анализа условий рассеяния рудных элементов — металлометрические пробы. Отбираются также контрольные штуфы типовых разностей пород. Из числа наиболее характерных составляется эталонная коллекция тилов и интенсивности дислокаинонных преобразований. Шлифы из эталонных штуфов изготавливаются и просматриваются в первую очередь, по возможности до завершения полевого сезона, что очень способствует правильному выделению соответствующих типов пород на разрезах. Даль-

Рис. 47. Пример комплексного анализа внутреннего строения и металлоносности зоны разлома (в поперечном сечения). Срединный Тянь-Шань. По Е. Н. Ищенко.

I — липариты оясайской свиты C₃; 2 — ловерхности смещения разлома; 3 — катаклаз и милонитнзация; 4 — ориентированное дробление я трещноватость; 5 — массовое неориеятированное дробление; 6 — кварцевые жилы; 7 — баритовые жилы; 8 — амфиболизация; 9 — карбонатизация; 10 — окварцевание; 11 — серицтизация; 12 — хлоритизация; 13 — эпидотизация; 14 — современные рыхлые отложения; 15 — можера образцов и проб.

А — интенсивность трещиноватости (число трещян на погонную длину 1 м): Б — степень катаклаза. баллы: В — интенсивность постматических изменений (а — хлоритизация, б — эпидотизация, в — серицитизация, г — окварцевание, д — карбонатизация, е — амфиболизация); Г — характер первичного рассеяния рудных элементов.

нейшая обработка материалов по структурно-петрографическим разрезам производится в камеральный период.

Петрографическая обработка проводится с целью уточнения состава пород по разрезу, определения степени катаклаза и интенсивности постмагматических изменений. Диагностика пород производится в обычном порядке и составляет часть общего комплекса петрографических исследований по обоснованию легенды геологической карты. Характеристика степени катаклаза пород по шлифам дается в следующих пяти градациях.

1 балл. Отдельные зерна породообразующих минералов обнаруживают трещиноватость, не выходящую за пределы их контуров. Изредка проявляется облачное погасание зерен кварца.

2. балла. Зерна в значительной степени деформированы, сильно трещиноваты. Отдельные микротрещины пересекают породу. Повсеместное облачное погасание кварца.

З балла. Большинство зерен развальцовано, связи между ними нарушены. Нередко по границам зерен наблюдается сплошное дробление. Порода пересекается густой сетью трещин.

4 балла. В породе наблюдается повсеместное дробление и разобщение зерен на отдельные осколки, разделенные мелкообломочным материалом. Первичная структура породы улавливается лишь в реликтах.

5 баллов. Милонит. Порода целиком утратила первоначальную структуру и превращена в сплошную массу мелкопередробленного материала, внешне напоминающего песчаник. Реликты породообразующих минералов наблюдаются очень редко.

В основу определения интенсивности постмагматических изменений положены представления о ес зависимости от минерального состава вмещающих пород и комплексном характере процессов замещения [Детальные структурно-прогнозные карты..., 1979]. Изменения всегда развиваются избирательно по породообразующим минералам, поэтому даже при одной и той же интенсивности процесса замещение пород разного состава будет проявляться с неодинаковой полнотой. Видимое в шлифе развитие метасоматических минералов также не всегда отражает фактическую интенсивность процесса из-за наложения более поздних изменений, частично стирающих следы предшествующего. Поэтому определения необходимо сопровождать реставрацией степени изменений по реликтам замещенных минералов.

Данные спектральных определений содержания рудных элементов по литогеохимическим пробам могут использоваться в любом удобном для анализа виде. В рассматриваемом примере они приведены к пятибалльной системе.

Обобщение данных полевых наблюдений, петрографических ис следований и спектральных анализов выполняется в виде единого графического документа (рис. 47). Он содержит кривые, отражающие степень дислоцированности пород (A и B), интенсивность пзменений (B) и характер рассеяния рудных элементов (Γ), сов мещенные с геологическим разрезом зоны разлома. Принятые способы графического изображения и совмещения данных обеспечивают удобство их сопоставления и анализа.

Прослеживание по простиранию составляет главное содержание картирования разлома. В основу картирования кладется выделение элементов внутреннего строения зоны по разрезам. В зависимости от масштаба съемки те или иные выражающиеся в нем структурные элементы прослеживаются по простиранию зоны и наносятся на карту. Применительно к масштабу 1:50 000 (1:25 000) для главных разломов обозначаются сплошной линией осевая поверхность с систематическими измерениями элементов залегания и штриховой — внешние контуры зоны. Контакты пород, магматические тела и минеральные жилы, приуроченные к зоне, картируются в общем порядке и особыми значками не выделяются. У некоторых наиболее крупных разломов, обладающих мощной зоной, могут наноситься также параллельные и сопряженные поверхности смещения, а для разломов с двумя главными сместителями и внутренней зоной это является обязательным. Второстепенные разломы с зоной, не выражающейся в масштабе карты, обозначаются одной линией. Тектонические линзы, как важные свидетели характера смещения по разлому, могут быть показаны внемасштабно.

Специальные наблюдения. К числу специальных геологических наблюдений при картировании разломов относится изучение генетических и возрастных взаимоотношений. Они составляют самостоятельные направления картирования в дополнительных масштабах и выполняются на специальных карточках документации. Документация генетических взаимоотношений охватывает наблюдения вещественного состава, структуры, текстуры, морфологии и общих условий размещения отдельных элементов внутреннего строения зоны разлома. Изучению могут, например, подвергаться состав и текстурные особенности отдельных видов катаклазитов, характер взаимопереходов между ними, формы сочетания второстепенных поверхностей смещения с главной, условия размещения отдельных интрузивных тел в зоне, зависимость интенсивности постмагматических изменений от степени катаклаза пород, влияние трещиноватости пород на форму минеральных жил, любые другие взаимоотношения, характеризующие происхождение тектонических элементов зоны разлома и наложенных на нее образований.

Возрастные взаимоотношения изучаются с целью воссоздания истории формирования разлома. Задачей документации является расшифровка и учет взаимоотношений, позволяющих маркировать периоды отдельных смещений по разлому через посредство других геологических образований. При учете возрастных взаимоотношений используются критерии более древнего и более молодого возраста разлома по отношению к осадочным и вулканогенным толщам, интрузивным телам, минеральным образованиям, другим разрывным нарушениям. На более древний возраст разлома относительно других геологических образований указывают следующие критерии: 1) налегание стратифицированных толщ на разлом и перекрывание его без признаков последующих смещений; 2) перекрывание разлома с неполным смещением, свидетельствующее о более молодом возрасте данной толщи относительно времени заложения разлома; 3) непосредственный контроль размещения разломом интрузивных, субвулканических или минеральных тел; 4) частный контроль размещения геологических тел (например, заплыв апофизы интрузивного тела по разлому, влияние разлома на форму интрузивного контакта и др.); 5) пересечение разлома интрузивными телами, минеральными жилами, другими разломами. К числу критериев более молодого возраста разлома относятся следующие его взаимоотношения с другими геологическими образованиями: 1) пересечения со смещением; 2) дислокационные преобразования пород в связи с разломом; 3) наличие обломков пород в продуктах дробления.

Пород в продуктах дрооления. По данным изучения взаимоотношений строится «цепочка» очередности геологических явлений. Время заложения и каждое из повторных обновлений разлома должны попасть в возрастную «вилку» между теми или иными образованиями, занимающими определенное место в общей последовательности геологического процесса. Достаточная полнота обоснования возрастными взаимоотношениями всех стадий формирования разлома практически оказывается труднодостижимой. В возрастной «цепочке» разлома всегда остаются пробелы и неясности. Они подлежат устранению за счет выполнения анализа на более широкой основе, с привлечением данных по другим разломам.

3.2.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ

Направление и размер смещений являются главными характеристиками разрывного нарушения, так как определяют его генетический тип и в значительной мере принадлежность к определенным системе и порядку. Эти характеристики объединяются в понятии вектора смещения, введенном в структурную геологию И. А. Молчановым [1935]. Под вектором смещения по разлому он понимает траекторию перемещения в плоскости сместителя любой точки висячего бока относительно лежачего и четко формулирует условия и возможные варианты его определения аналитическим и геометрическим методами. Аналогичные графические способы решения задачи приводятся М. П. Биллингсом [1949 г.] и И. П. Кушнаревым [1977].

н. п. кушпаревым полут. Геометрический метод И. А. Молчанова основан на нахожденик геометрический метод И. А. Молчанова основан на нахожденик линий пересечения геологических поверхностей со сместителем способом горизонтальных сечений (в сущности, путем построения изогипс). Приемы построения основаны на элементарных положениях начертательной геометрии.

начертательной теометрии. Определение вектора возможно при двух геометрических вариантах взаимоотношений плоскости сместителя со смещенными геологическими элементами: 1) смещены две непараллельные (между собой и сместителем) геологические плоскости и 2) смещена одна плоскость, непараллельная плоскости сместителя, но известно направление перемещения. В первом варианте для применения метода достаточно наличия двух непараллельных геологических поверхностей, линии пересечения которых в обоих блоках разлома выражаются двумя точками на поверхности сместителя. Это могут быть сочетания любых контактов, даек, минеральных жил, более древних разломов или двух крыльев смещенной складки. Важно лишь, чтобы при картировании была достоверно установлена их однозначность по обе стороны сместителя.

Уже неоднократно упоминалось о том, что поверхности смещения разломов обладают сложной формой и меняющимися элементами залегания. Локальными изменениями в залегании отличаются и другие геологические поверхности — стратиграфические, магматические контакты и т. д. Метод подразумевает необходимость некоторого упрощения форм, для чего с максимальной точпостью определяются средние значения элементов залегания поверхности сместителя и смещенных поверхностей. Для геометрической точности построения желательно выбрать такие плоскости, угол между которыми был бы как можно ближе к прямому.

Ниже предлагается решение для наиболее общего случая так называемых «косых» смещений, обладающих косым углом встречи линий простираний геологических поверхностей и сместителя.

На рис. 48, α показаны в горизонтальном сечении следы пяти наклонных плоскостей — сместителя *CT* с углом падения β и двух геологических плоскостей, разобщенных смещением на четыре части: первой, *AБ*, с углом падения α_1 , в лежачем боку разлома, и ее смещенной части *BГ* в висячем боку, падающей под тем же углом; второй, соответственно *ДЕ* в лежачем боку и *ЖЗ* в висячем, с углом α_2 . Эти следы представляют собой линии простирания или изогипсы указанных плоскостей на горизонте *h*.

Для того чтобы найти линии пересечения обеих геологических плоскостей и их смещенных частей с плоскостью сместителя следует срезать на глубине $h - h_1$ все пять плоскостей вторым горизонтальным сечением h1. В результате будут получены на этом горизонте изогипсы (следы) сместителя С₁Т₁ и разобщенных поверхностей — A_1B_1 и \mathcal{I}_1E_1 со стороны лежачего, $B_1\Gamma_1$ и \mathcal{K}_1B_1 — со стороны висячего бока разлома. Изогипсы пройдут параллельно изогипсам тех же плоскостей в сечении h, но проекции их в плане отойдут от последних на какие-то по направлению падения каждой плоскости. Эти отрезки, зависящие от углов падения плоскостей, определяются построением вспомогательных разрезов I—I, II—II и III—III вкрест их простирания в интервале высот $h - h_1$ (рис. 48, б). Следует отстроить от точки И на горизонте h в разрезе I—I угол падения первой плоскости а. Точка K_1 , полученная пересечением линии падения с горизонтом h_1 , принадлежит к изогипсе данной плоскости, а H_1K_1 составляет проекцию искомого расстояния между изогипсами на горизонт h₁. Путем отложения в плане этого отрезка по линии разреза от точки И находится точка К и через нее параллельно АБ проводится изогипса А1Б1. В смещенной части плоскости изогипса В1Г1 булет



Рис. 48. Определение «косых» смещений по основному разрывному нарушению. Объяснения в тексте.

отстоять на то же расстояние от $B\Gamma$. Аналогичным способом, отстранвая углы α_2 и β в разрезах II—II и III—III, проводят изогипсы второй геологической плоскости $\mathcal{J}_1 E_1 - \mathcal{K}_1 \mathcal{J}_1$ и сместителя $C_1 T_1$ на горизонте h_1 .

Линия пересечения любых плоскостей проходит через точки пересечения их одноименных изогипс. Со стороны лежачего бока разлома к точкам пересечения изогипс первой и второй геологических плоскостей с изогипсой сместителя на горизонте h принадлежат соответственно точки \mathcal{B} и \mathcal{E} , а на горизонте h_1 — точки \mathcal{B}_1 а \mathcal{E}_1 (рис. 48, а). Соединив их попарно линиями $\mathcal{B}\mathcal{B}_1$ и $\mathcal{E}\mathcal{E}_1$, лежащими в плоскости сместителя, продолжим последние до пересечения в точке \mathcal{P} . Эта точка является проекцией на плоскость h точки \mathcal{P}_1 , принадлежащей к линии пересечения двух геологических плоскостей и также лежащей в плоскости сместителя. Тем же способом, соединив точки \mathcal{B} с \mathcal{B}_1 и \mathcal{K} с \mathcal{K}_1 и продолжив линии до пересечения, получим аналогичную точку Π со стороны висячего бока разлома, которой отвечает точка Π_1 на сместителе. Точки \mathcal{P}_1 и

 Π_1 представляют собой разобщенные следы одной и той же линим пересечения геологических плоскостей в лежачем и висячем боках сместителя, а линия $P_1\Pi_1$ характеризует числовое значение и направление этого разобщения, т. е. является вектором смещения по разлому.

Имея горизонтальную проекцию вектора смещения $P\Pi$, необходимо определить его истинное значение, элементы залегания, горизонтальную и вертикальную составляющие смещения. Для этого нужно разложить вектор по его главным составляющим: провести через точку П линию простирания сместителя и опустить на нее перпендикуляр из точки Р. В полученном прямоугольном $\triangle P\Pi Y$ один катет, ПУ, представляет собой истинное значение смещения по простиранию или горизонтальную составляющую смещения, а другой, РУ, -- горизонтальную проекцию смещения по падению (или восстанию) разлома. Чтобы определить истинное значение смещения по вертикали, построим разрез IV-IV по линии падения разлома РУ (рис. 48, в). Зная длину линии РУ и отложив из точки У угол падения сместителя в, получим вертикальную составляющую смещения *PP*₁. Теперь полную характеристику вектора нетрудно определить из разреза V-V, где в прямоугольном треугольнике с двумя известными катетами ПР и РР1 истинному значению смещения отвечает гипотенуза ПР1, а угол последней с одним из катетов равен углу падения вектора у. Азимут падения вектора снимается непосредственно с плана по его горизонталъной проекции ПР.

Определение вектора позволяет исчерпывающе охарактеризовать генетический тип разлома. В данном случае его висячий блок поднят и сдвинут «по часовой стрелке» относительно лежачего, причем вертикальная составляющая смещения более чем втрое превышает горизонтальную. Разлом представляет собой правый сдвиго-взброс.

Для второго варианта анализа достаточно знать элементы залегания сместителя и лишь одной плоскости, но должно быть известно направление перемещения блоков, т. е. по существу, пространственная ориентировка вектора смещения. Имеется ряд геологических характеристик для определения направления смещения по разлому, но достоверность их неравноценна. Ниже приводится краткий обзор критериев с оценкой условий и пределов возможности их применения.

Борозды и штрихискольжения на поверхности скалывания («зеркала скольжения») обычно принимаются в качестве главного критерия направления смещения [Молчанов И. А., 1935] и др.], однако всегда с некоторыми оговорками. Сомнение исходит из того, что штриховка отражает лишь направление последнего из импульсов дифференцированных движений по разлому и может не отвечать суммарному их результату. К этому следует добавить, что пространственная ориентировка и самих плоскостей со штрихами в зоне разлома может быть разной, нередко косой к ее простиранию, что отражает сложный характер распределения напряжений и деформаций. Поэтому рекомендуется по возможности производить при картировании массовый набор измерений ориентировки штрихов с последующей обработкой их на стереографических проекциях для получения статистического результата.

смещения Оперяющие трещины поверхностей [Пэк А. В., 1939, и др.] составляют одно из характерных проявлений хрупкой деформации в зоне разлома. Среди них выделиются трещины скалывания и отрыва, ориентированные под углом друг к другу. Трещины скалывания могут принадлежать ко второй, подчиненной, составляющей динамопары сколового нарушения; происхождение трещин объясняется как результат дальнейшего развития реликтов первичных кулисообразных трещин вдоль возникшей из них полости сместителя [Шихин Ю. С., 1960]. Предварительно определить характер относительного перемещения блоков можно визуально. Перемещение направлено навстречу эстрым концам оперяющих трещин отрыва. Точное определение ориентировки вектора смещения требует применения статистических методов с обработкой данных массового измерения трещиноватости на стереографических проекциях [Сонюшкин Е. П., 1960].

Линейные зоны кулисообразных трещин отрыва, представляющие собой в данном случае начальные формы образования сколовых поверхностей, могут использоваться как для внзуального, так и для статистического определения направления смещения по разлому аналогично оперяющим трещинам.

Изучение ориентированных структур, возникших в результате перекристаллизации деформированных пород, лежит в основе микроструктурного (петротектонического) метода анализа направления смещения по разлому [Лукин Л. И., 1960; Сонюшкин Е. П., 1960]. Статистическая обработка на стереографических проекциях измерений ориентировки оптических осей и плоскостей спайности минералов (кварца, кальцита) в тектонитах позволяет определить положение осей деформации и выяснить направление смещения по разлому. Так как ориентировка минералов в тектонитах на разных участках может отражать неоднократные смещения по разлому, на применение метода накладываются те же ограничения, что и в случае изучения штриховки «зеркал скольжения». Достоверность анализа значительно повышается при совмещении его с изучением трещиноватости в зоне разлома, как это показано Е. П. Сонюшкиным [1960 г.].

Складки волочения представляют собой резкие изгибы пластов, имеющие формы асимметричных складок, наклоненных в сторону, обратную перемещению блока. Такие деформации возникают у поверхности сместителя под действием сил трения. Направление изгиба очень наглядно отражает преобладающий, вертикальный или горизонтальный, тип смещения [Буялов Н. И., 1957], но не позволяет точно определить ориентировку его вектора.

Г. Д. Ажгирей [1966] предлагает судить о перемещении блоков также по составу продуктов дробления в полости сместителя, отвечающему вышележащим, нижележащим или боковым породам. Этот критерий, как и предыдущий, не дает однозначного решения задачи.

Наиболее достоверным критерием направления перемещения по разлому является ориентировка структурных волн поверхности сместителя. Пространственное положение вектора смещения может быть принято равным среднему залеганию осей волн.

В качестве критерия могут быть использованы также условия залегания тектонических линз, тесно связанные с ориентировкой структурных волн. Так как от ориентировки структурных волн зависит форма линии выхода сместителя, уже по крутизне его изгибов на местности, а также по очертаниям тектонических пакетов можно предварительно оценить относительное значение вертикальной и горизонтальной составляющих вектора смещения.

Задача определения пространственной ориентировки вектора по положению осей структурных волн поддается решению геометрическим методом на материалах съемки. Для этого необходимо на характерном интервале тщательно откартировать в более крупном масштабе все изгибы сместителя, отвечающие структурным волнам, и охарактеризовать каждый из них достоверными элементами залегания. Дальнейшие построения производятся графическим способом. Параллельно-волнистая поверхность сместителя приводится к рифленой форме — сочетанию плоских граней и прямолинейных ребер. Практически это осуществляется построением *кеометризованного контура выхода сместителя в горизонтальном* сечении. Контуры крыльев волн по элементам залегания сносятся на выбранный геометрический уровень и приводятся к прямым лияиям; точки пересечения последних отвечают выходам осей волн -- ребер рифленой поверхности геометризованного сместителя. Теперь задача сводится к определению пространственной ориентировки ребер, иначе говоря, к нахождению линии пересечения плоскостей по известным элементам их залегания. Она решается обычным методом ортогональных проекций или на стереосетке Вульфа. Углы, образованные ребрами с горизонтальной плоскостью, измеряются в вертикальных сечениях, с направлением меридиана — снимаются с плана. Вычислив среднее из полученных элементов залегания осей волн, можно перейти к определению вектора смещения по второму варианту метода И. А. Молчанова.

Запись характеристики вектора смещения по разлому принято давать в числовой форме, дробью, с элементами залегания в числителе и длиной в знаменателе, с указанием генетического типа разлома, например взбросо-сдвиг $\frac{220}{1250} \frac{30}{M}$.

3.2.3. ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ РАЗРЫВОВ РАСТЯЖЕНИЯ

Как уже упоминалось (разд. 2.2.3), полости разрывов растяжения не остаются зияющими и всегда заполнены или материалом вмещающих пород, или жильным, или магматическим мате-



Рис. 49. Ступенчатость стенок разрыва растяжения и принципиальные схемы ее образования (внизу).

a — симметричная ступенчатость; б — несимметричная ступенчатость; в — поперечный «язык» разрываемой породы.

риалом. Картирование трещин отрыва есть, таким образом, картирование в заданном масштабе размещенных в их полостях жильных или дайковых тел, состоящее в определении формы, размеров, залегания последних, в характеристике контактовых поверхностей этих тел, взаимоотношений со структурами вмещающих пород и т. п.

Важным диагностическим признаком разрывов растяжения является неровный, рваный характер их стенок и отсутствие следов смещений вдоль плоскости трещины. Обычно неровности выражены ступенчатостью стенок — симметричной (рис. 49, а), несимметричной (рис. 49, б), имеющей вид спорадически встречающихся поперечных узких выступов (рис. 49, в) или параллельной, когда выступы на одной стенке соответствуют углублениям на другой, и наоборот. Ступенчатое строение стенок полости растяжения есть следствие неодновременного разрывания слоев с различными механическими свойствами, что иллюстрируют принципиальные схемы раскрытия таких полостей на рис. 49. Раньше разрываются более хрупкие слои, позже пластичные. На рис. 49, а можно видеть последовательные стадии (импульсы) слияния в единую полость растяжения разрывов, зародившихся в двух относительно жестких прослоях, разобщенных между собой более пластичными. Параллельная ступенчатость стенок полостей образуется в результате частных смещений места разрыва в смежных прослоях разрываемой пачки пород. Возможно, что смещения связаны с послойными дифференциальными скольжениями в пачке, подвергшейся растяжению.

Диагностика разрывов растяжения существенно облегчена своеобразным строением участков объединения в более крупные полости кулисно расположенных трещин отрыва. Места слияния кулис



Рис. 50. Перемычки между кулисообразно заходящими друг за друга концами растущих разрывов растяжения и их деформации при слиянии кулис. *а* — диагональное положение пластично деформированной перемычки; *б*, *в* — разрушенные диагональные перемычки; *г*, *д* — перемычки, разрушенные сколовыми нарушениями. Внизу — принципнальные схемы слияния кулисных трещин.

отмечены косыми («диагональными») перемычками вмещающих пород, соединяющими противоположные стенки объединенной трещины. Такие межкулисные перемычки при раздвижении объединенной полости испытали либо пластическую деформацию (рис. 50, а), либо, кроме того, и разрывную сколового типа (рис. 50, б, в; см. также принципиальную схему объединения кулис). Более прочные перемычки разрушаются по мелким сколам, минуя стадию пластической деформации. Такой способ объединения кулисных трещин растяжения запечатлен поперечным коленообразным изгибом стенок объединенной полости, осложненным «реликтовыми» хвостовидными окончаниями той и другой кулис (рис. 50, г, д, сопровождаемые принципиальной схемой объединения кулис). Если кулисы не параллельны друг другу, то коленообразный изгиб стенок объединенной полости осложнен только одним кулисным «хвостом» (рис. 51, а). Коленообразные изгибы наблюдаются также в местах причленения кулис к более крупной трещине растяжения (рис. 51, б).



Рис. 51. Слияние растущих разрывов растяжения, ориентированных под острым углом друг к другу.

с — разрушение перемычки между концами разрывов, подходящих друг к другу под острым углом; б — причленение одной полости к другой.


Рис. 52. Слияние кулисно расположенных даек базитов и метабазитов, приуроченных к разрывам растяжения в гнейсовых толщах докембрия.

а — разрушенная межкулисная перемычка между параллельными разрывами. Юго-запад Кольского полуострова. С фото Н. В. Горлова; б — слияние непараллельных разрывов. Северная Карелия. С фото К. А. Шуркина [Беломорский комплекс..., 1962]; в — рваный характер стенок разрыва с «реликтовыми» хвостовидными окончаниями мелких кулисных разрывов. Юго-Западиая Гренландия. С фото Дж. Х. Аллорта [Geology of Greenland, 1976].

Рассмотренные особенности строения являются общими для различных по размерам трещин растяжения, включая выполненные жильным [Горлов Н. В., 1971 г., 1973 г.] и магматическим (см., например, рис. 52) материалом. Они приложимы также для диагностики трещин отрыва первого (при незначительном раздзижении), второго и третьего поколений, возникающих при процессах будинирования хрупких тел (разд. 2.2).

Разрывы растяжения на поздних стадиях своего развития нередко перерастают в сбросовые нарушения. Установить первичную природу подобных сбросов возможно только при незначительных размерах продольных смещений, когда в зоне сместителя в деформированном виде или фрагментарно еще можно распознать тот или иной характерный морфологический элемент разрыва растяжения.

3.2.4. ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Организация геофизических работ

Плохая обнаженность зон нарушений, обычно наблюдаемая вследствие неустойчивости дислоцированных пород, ограничивает число точек прямых геологических наблюдений. Картировочное бурение при изучении разрывов также малоэффективно, особенно при небольшой мощности зон разрывов и крутых углах падения. Если прямые геологические наблюдения не позволяют оценить достоверность выделения нарушений, проводятся наземные геофизические исследования. Это чаще всего электроразведка и магниторазведка; в некоторых случаях могут быть применены эманационмая или газортутная съемка. В закрытых районах с покровными отложениями мощностью более 50—100 м целесообразно использовать сейсморазведку методом преломленных волн. Метод отраженных волн и детальная гравиметрическая съемка крупнее масштаба 1: 50 000 применяются сравнительно редко, в основном для изучения рудоконтролирующих структур.

При изучении закрытых площадей или участков, ключевых для понимания тектонического строения района, проводятся площадные геофизические исследования. При выборе сети площадных геофизических съемок руководствуются инструкциями по геофизическим методам разведки и рекомендациями А. Г. Тархова и др. [1977 г.]. Учитывая значительную протяженность зон разрывных нарушений, сеть наблюдений при их прослеживании выбирается прямоугольной с большим отношением шага по профилю к расстоянию между профилями (1:10, 1:20). Если целью геофизических работ является изучение строения зоны разлома, то сеть определяется предполагаемыми размерами выполняющих разлом

В местах определения мощности, элементов залегания разломов и амплитуды вертикального смещения проводятся измерения по интерпретационным профилям, предназначенные для количественных расчетов. Расстояние между точками наблюдений на таких профилях определяется степенью изменчивости поля и значительно уменьшается в эпицентре аномалии, с тем чтобы возможно точнее отметить экстремумы, точки перегиба и другие характерные точки кривой. По интерпретационным профилям целесообразно провести параметрические измерения и отбор образцов для определения физических свойств.

Методы выделения и прослеживания разрывных нарушений

Поскольку крупные дизъюнктивы обычно достаточно уверенно выделяются по материалам опережающей геофизики, то геофизические исследования, сопровождающие геологическую съемку, направлены на уточнение их местоположения и выявление мелких разрывных нарушений. Зонам дробления могут отвечать линейно вытянутые отрицательные формы рельефа фундамента. Они выделяются линейным понижением гравитационного поля. По данным В. В. Бродового, высокоточная гравиметрическая съемка (сечение карт 0,25—0,5 мГал) позволяет по малоамплитудным, но хорошо коррелируемым осложнениям кривой Δg картировать разломы неглубокого заложения и небольшой мощности. В пределах площадей, сложенных слабомагнитными породами, разломы нередко сопровождаются линейно вытянутыми магнитными аномалиями. В пределах магнитных пород могут быть встречены линейные зоны нормального магнитного поля, если магнетит в тектонически нарушенных участках изменен. Подобные аномалии во многих случаях успешно выявляются методами современной высокоточной магнитной съемки или профильными магнитометрическими исследованиями (рис. 53, θ).

Несмотря на широкое использование материалов магнитной и гравиметрической съемок для выявления и прослеживания зон разрывных нарушений, их эффективность может оказаться недостаточной, особенно в случае маломощных зон. Поэтому при изучении разрывной тектоники широко применяются методы электроразведки на постоянном токе и индуктивные мстоды, использующие токи низкой частоты. Из методов постоянного тока при. картировании крутопадающих разрывных нарушений, характеризующихся хорошо выраженной зоной дробления и гидротермального изменения пород, чаще всего применяется метод комбиниронаиного электропрофилирования (КЭП). Эти методом в Кураминской подзоне Срединного Тянь-Шаня уверенно картируются сравнительно крупные разломы (Касканасайский, Курбанкульский, Бургундинский в Алтын-Топканском рудном поле, Андыганский и Северный разломы в Моголтау). Однако в случае развития покровных отложений низкого удельного сопротивления (первые десятки ом-метров) мощностью свыше 50 м даже относительно крупные разломы (шириной в десятки метров) электропрофилированием отмечаются редко.

Вместо КЭП нередко используется метод дипольного электропрофилирования, близкий к нему по эффективности и дающий хорошие четкие аномалии в условиях однородной по сопротивлению вмещающей среды (рис. 54, а). Применение этого метода позволило, например, проследить Аштский надвиг в пределах Акташского рудного района в Горном Алтае. На участках с относительно спокойным рельефом и однородными по сопротивлению породами достаточно эффективным при трассировании разрывов может быть метод срединного градиента (рис. 54, в).

На некоторых участках картирование разломов методами постоянного тока затрудняется осыпями, скальным рельефом. В таких условиях применяются индуктивные методы электроразведки, достоинствами которых являются высокая производительность и возможность индуктивного приема. В Карамазарском рудном районе в течение многих лет для картирования разрывных нарушений



Рис. 53. Изменение физических свойств горных пород в зоне Северо-восточного разлома в Моголтау (Кураминская подзона). (По И. Шкуренко).

a — плотность по измерениям на образцах; δ — магнитная восприимчивость по измерениям на образцах; s — напряженность магнитного иоля; s — удельное электрическое сопротивление по данным параметрических ВЭЗ; I — четвертичные отложения; 2 — граноднориты Музбекского плутона; 3 — дайки диабазовых порфиритов; 4 — зоны дробления и гидротермального и именсция пород (I — Северо-восточный разлом).

используется метод длинного кабеля с амплитудно-фазовыми изменениями (ДК-АФИ). Наиболее четко проявлены линейно вытянутые, параллельные кабелю проводящие зоны на графиках сдви-



Рис. 54. Пример выявления разлома методами дипольного электромагнитного профилирования (а), длинного кабеля (ДК-АФИ) (б) и вызванной поляризации (установка средниного градиента) (в). По А. Шумаеву.

И пролювиально-аллювиальные четвертичные отложения; 2 — сферолитовые порфиры РД;; 3 — флюидальные липариты РД; 4 — кварцевые жилы и прожилки; 5 — зона ориентированного дробления; 6 — установка дипольного электромагнитного профилирования (а генератор слева, ú — справа приемника). та фаз (рис. 54, б). Зоны разрывных нарушений на ряде участков удалось проследить при мощности рыхлых отложений 50 -100 м, прй этом хорошо выделялись сближенные проволящие зоны, отстоящие друг от друга на расстояние несколько десятков метров, а интенсивность аномалий на закрытых участках была лаже выше, чем на обнажениях. Этот вывод согласуется с результатами моделирования, выполненного В. Гауром и др. [Gaur V. K. e. a., 1972 г.], которые свидетельствуют об увеличении амплитуды электромагнитных аномалий на участках, перекрытых электропроводящие и породами.

В труднодоступных условиях при небольшой мощности рыхлых отложений и спокойном рельефе картирование разрывных нарушений целесообразно проводить с помощью изучения полей удаленных радиостанций (метод радиокип). Работы, выполненные в Приморье вариантом длинноволнового радиопрофилирования (ДВР), показали возможность картирования разрывных нарушений на участках развития рыхлых отложений с сопротивлением 200—300 ом и мощностью до 3—5 м [Сокарев А. Н., 1972 г.]. По данным В. А. Сикорского, применение метода радиокип-ДВР в Алданском районе позволило закартировать разрывные нарушения на участке, полностью перекрытом наносами мощностью от 5 до 15 м. Для обеспечения большей глубинности исследований используется вариант сверхдлинноволнового радиопрофилирования (СДВР).

С целью корреляции пересечений разрывных нарушений в соседних канавах или в скважинах, а также для увязки интервалов разломов, пересеченных скважиной, с зонами дробления, обнаруженными на поверхности, А. К. Козыриным рекомендован метод заряда в модификации измерения градиента потенциала, поскольку в этом случае графики получаются более дифференцированными по сравнению с графиками потенциала и, следовательно, повышается разрешающая способность метода. Измерение разности потенциала позволяет определить положение заряженного тела под наносами по точкам смены знака разности потенциалов электрического поля с учетом критериев аномальности поля и возможного влияния рельефа [Родионов, 11. Ф., 1971 г.]. При небольшой мощности рыхлых отложений, не превышающей нескольких метров, обычно удается проследить небольшие разрывы — мощностью в единицы метров - на расстояние до 100-200 м от точки заземления [Балашов А. Н. и др., 1975]. При этом хорошо выделяются субпараллельные и оперяющие трещины (рис. 55), а также поперечные дислокации, пересекающие заряженное разрывное нарушение. При необходимости изучения больших площадей и возможности заземления в скважинах работы проводят с использованием мощных генераторов постоянного тока. Непосредственчо в буровых скважинах зоны разрывных нарушений выделяются по данным каротажа сопротивлений и кавернометрии.

Сейсморазведка в связи с повышенной по сравнению с другими геофизическими методами стоимостью реже применяется для



Рис. 55. Пример картирования взаимосвязанных разрывных тектонических нарушений методом заряда.

1 — четвертичные отложения; 2 — граноднориты; 3 зона дробления; 4 — тектоническая трещина; 5 древняя выработка; 6 — заземление и его номер. Номер графика соответствует померу заземления.

картирования разрывных тектонических нарушений. Она целесообразна на участках, закрытых рыхлыми отложениями большой мощности, где эффективность электроразведки снижается, а также при необходимости прослеживания разлома на большую глубину. Чаще всего для картирования трещинных зон привлекается метод преломленных волн КМПВ, выделяющий разломы по снижению граничной скорости в узких линейно вытянутых зонах. Для разломов характерно также резкое осложнение волновой картины. Наглядным примером картирования разломов сейсморазведкой являются результаты КМПВ в межгорной впадине Кураминской подзоны Срединного Тянь-Шаня. Здесь линейные зоны пониженной граничной скорости интерпретировались как разрывные нарушения, что подтверждено картировочным и поисковым бурением (рис. 56). Граничная скорость в зонах разломов снижалась с 5до 3,5 км/с.

Известны примеры успешного применения метода отраженных волн (МОВ) для выделения и прослеживания на глубину крутопадающих разрывных нарушений в Чингизском меднорудном районе, в Калбинском и других районах Советского Союза [Бродовой В. В., 1975]. Ряд крупных разломов первых порядков мощ-



Рис. 56. Пример картирования зон разрывных тектонических нарушений магнитной съемкой и сейсморазведкой КМПВ в Кураминской подзоие (по А. Пучкову и А. Шумаеву).

а — геологический разрез с графиками изменения папряженности магнитного поля и граничной скорости: б — характер сейсмической записи в зоне разлома: I — четвертичные отложения: 2 — известняки D; 3 — монцониты; 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — полевошпатовые метасоматиты; 6 — тектовические трещины и зоны дробления (I — Каракиз-Туганский разлом, II — Северный разлом).

ностью в сотни метров, с углами падения от 30 до 40-50° был прослежен на глубину в несколько километров. Вместе с тем сложное строение и слабая изученность сейсмогеологических условий в складчатых районах, недостаточная разработанность методики



Рис. 57. Содержание паров ртути в почвенном воздухе над разрывными тектоническими нарушениями (Центральный Карамазар).

1 — четвертичные отложения: 2 — флюндальные фельзиты; 3 — туфы и туфобрекчии андезит-дацитовых порфиритов; 4 — андезит-дацитовые порфириты; 5 — разрывные нарушения (а — зоны дробления, б — трещины).

полевых работ и интерпретации сейсмических исследований МОВ препятствует широкому их применению в таких районах.

В последние годы все большее распространение получает газортутная съемка с применением атомно-абсорбционных газоанализаторов. По данным В. З. Фурсова, аномальные содержания ртути фиксируются над зонами разрывных нарушений, к которым приурочена ртутная или сульфидная минерализация, а также над зонами глубинных разломов. Опытные работы, проведенные в Карамазарском рудном районе, показали, что ряд разрывных нарушений фиксируется отчетливыми аномалиями содержания ртути в почвенном воздухе (рис. 57), причем нередко источник повышенного содержания паров ртути над тектоническими трещинами остается неизвестным.

На участках развития магматических пород кислого состава, закрытых рыхлыми отложениями мощностью от 1 до 5 м. для

прослеживания зон разрывных нарушений, сопровождающихся аномалиями эманирования, с успехом может быть применена эманационная съемка.

Определение параметров разрывных нарушений

Интерпретация геофизических аномалий над тектоническими контактами разнородных по физическим свойствам пород позволяет при благоприятных условиях оценить направление и угол падения разрывного нарушения и амплитуду перемещения по нему. Возможность определения этих характеристик зависит от многих факторов и прежде всего от физических свойств и размеров контактирующих по нарушению или выполняющих его тел, амплитуды смещения и глубины залегания аномалиеобразующих тел.

Интерпретация аномалий силы тяжести проводится с помощью палеток и номограмм, составленных А. А. Юньковым и др. [1961 г.], А. А. Духовским и др. [1970]. По магнитной аномалии над уступом, если глубина залегания верхнего края много меньше нижнего, можно приблизительно оценить амплитуду перемещения по разлому, направление и угол наклона сместителя [Духовский А. А. и др., 1970]. При благоприятных условиях мощность и элементы залегания разлома могут быть определены описанными в литературе способами по аномалиям над магнитными телами даек или жил с повышенным содержанием ферромагнитных минералов, аппроксимируемыми наклонным пластом большой мощности. Опыт геофизических исследований в Казахстане показывает, что направление падения разломов по данным гравиразведки и магниторазведки определяется довольно устойчиво. Угол падения сместителя чаще всего оценивается приближенно как крутой (больше 45°) или пологий (меньше 45°) [Бродовой В. В., 1975].

Если тектонический контакт пород, отличающихся удельным электрическим сопротивлением, обнажается на дневной поверхности или залегает неглубоко, его направление и угол падения могут быть оценены двухсторонним однополюсным зондированием трехэлектродной градиент-установкой, которая отличается повышенной чувствительностью к наклону геоэлектрических границ [Электроразведка. Справочник геофизика, 1980 г.; Альбом палеток электрических зондирований для разрезов с вертикальными, наклонными и горизонтально-вертикальными контактами, 1961 г.]. Е. А. Шемякиным и А. В. Яковлевым предложена формула для определения двухгранного угла (α), в котором заключена среда с меньшим удельным сопротивлением:

$$\alpha = 180^{\circ} \frac{\rho_1}{\rho_{\kappa}} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_{\kappa}}{\rho_2 - \rho_1} ,$$

где ρ_1 и ρ_2 — удельное сопротивление контактирующих сред ($\rho_1 < < \varphi_2$); ρ_κ — асимптотическое значение удельного сопротивления,

измеряемого при расположении питающего электрода над контактом. Значение ρ_{κ} определяется при нескольких положениях трехэлектродной установки, вращаемой вокруг питающего электрода, помещенного над контактом. Этот способ приемлем при отсутствии изменения удельного сопротивления на контакте за счет дробления и изменения пород.

При небходимости определения направления падения разрывных нарушений, выраженных зоной повышенной проводимости, нередко применяют многоразносное индуктивное профилирование или многоразносное электропрофилирование на постоянном токе Электроразведка. Справочник геофизика, 1980 г.; Балашов А. Н. и др., 1975]. Пример таких исследований методом индуктивного профилирования с аппаратурой ЭПП приведен на рис. 54, в. С. увеличением расстояния между приемником и генератором (г). точка пересечения графиков отношения полуосей эллипса поляризации при прямом и обратном ходе смещается в направлении падения зоны разрывного нарушения. Могут быть рекомендованы и круговые исследования, при которых измерения выполняются с поворотом дипольной и трехэлектродной установки вокруг центра пласта [Блох И. М., 1962 г.]. Линия падения направлена в сторону низких значений удельного электрического сопротивления. Для оценки угла падения разлома с повышенной проводимостью может быть опробован способ, основанный на изучении магнитеого поля источника тока, который помещается непосредственно над выходом разлома под наносы. Измерения угла наклона вектора магнитного поля ведутся по линии простирания и вдоль луча, проведенного от источника тока под углом 45° в сторону восстания пласта. Оценка угла производится по специальной палетке Е. А. Шемякина и А. В. Яковлева.

Геофизические методы могут быть применены для изучения степени трещиноватости и преобладающего направления трещин. При оценке степени трещиноватости чаще всего применяются методы ВЭЗ и электропрофилирования на постоянном токе. При этом используется зависимость удельного электрического сопротивления горной породы или кажущейся электрической анизотропии от степени трещиноватости, изученная на хорошо задокументированных обнажениях или в подземных горных выработках. Направление основных систем трещин определяется в процессе микромагнитной съемки или сейсмоакустических исследований. Магнитное поле изучается на небольших площадках (порядка 1000 м²) при густой (первые метры) квадратной сети наблюдений. Для каждой площадки строится роза изолиний интенсивности магнитного поля, являющаяся при отсутствии аномалий, вызванных другими причинами, аналогом розы трещиноватости | Магниторазведка, 1980 г., и др.]. При сейсмоакустических исследованиях по радиально расходящимся от точки наблюдения профилям строятся круговые диаграммы изменения скорости распространения удругих колебаний. Если использовать волны малой длины, соизмеримой с размерами структурных элементов породы, обусловленных

154

се трещиноватостью, направление низких скоростей продольной волны отвечает направлению трещин [Савич А. И., Ященко З. Г., 1979 г.].

Элементы залегания трещин в скважине могут быть определены электрическим пластовым наклономером, до последнего времени применявшимся в основном для определения элементов залегания пластов в осадочных толщах. Недостатком этого прибора является невозможность изучения крутопадающих трещин, субпараллельных оси скважины.

При изучении постмагматических признаков разломов и прежле всего кварцевых жил и зон сульфидной минерализации широко используется электроразведка. Кварцевые жилы, отличающиеся повышенным удельным сопротивлением, могут картироваться любыми установками электропрофилирования на постоянном токе, но предпочтительнее применение простых и более производительных установок срединного градиента и симметричного электропрофилирования. Следует только иметь в виду, что в ряде случаев кварцевые жилы и зоны окварцевания, подвергшиеся более поздиему дроблению, могут картироваться понижением удельного сопротивления или же не отличаться этим параметром от вмещающих пород.

Основным методом изучения степени сульфидизации разломов »вляется метод вызванной поляризации (МВП). Так, небольшая по интенсивности, но отчетливая аномалия ВП в зоне разлома, закартированного методом индуктивной электроразведки (рис. 54, а), свидетельствует о минерализации разлома сульфидами или другими электронопроводящими минералами. В ряде районов аномалии ВП могут быть обусловлены графитизацией пород в зонах разрывных нарушений. Обычно практикуется изучение разломов по профилям, ориентированным вкрест их простирания, однако в некоторых случаях целесообразно в целях сокращения объемов последований размещать профили вдоль прямолинейных отрезков разлома или геофизических аномалий, связываемых с разломами. Такая методика позволяет изучить в короткие сроки с относительно небольшими затратами бо́льшую часть выявленных и предполагаемых разрывных нарушений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ (СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ) КОМПЛЕКСОВ

.;)

4.1. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ, СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В широком значении термина сложнодислоцированные комплексы — это крупные линейные элементы земной коры, характеризующиеся широким развитием пликативных нарушений и обилием соскладчатых разрывов [Геологическая съемка..., 1980]. При крупномасштабных геологосъемочных работах обычно изучаются фрагменты этих комплексов — различные по размерам тектонические блоки, ограниченные дискордантными, резко наложенными на структуру сложнодислоцированного комплекса тектоническими разрывами. Разрывы, ограничивающие тектонические блоки, являются элементами послескладчатых структурных парагенезисов (ПГ-III, ПГ-IV, ...), в то время как внутреннее строение блоков определяется сочетанием структурных форм ранне- и позднескладчатых структурных парагенезисов (ПГ-II, ПГ-II).

Основные морфологические особенности сложнодислоцированных комплексов охарактеризованы при описании геосинклинального комплекса, комплекса основания подвижных поясов, комплексса фундамента древних платформ, а также при описании структурных парагенезисов и общей модели тектонической структуры складчатой зоны (гл. 1, 2). Известно, что исследование сложнодислоцированных комплексов сопряжено с исключительно большими трудностями. Опыт их изучения в самых различных районах свидетельствует о том, что свойственные этим комплексам тектонические структуры нередко остаются нерасшифрованными. Это приводит к появлению неверных стратиграфических схем, к недостаточно обоснованным прогнозам и в конечном счете заметно снижает эффективность поисково-разведочных работ.

На современном этапе региональных геологосъемочных работ – при переходе в массовом порядке к геологическому доизучению ранее заснятых площадей в масштабе 1:50 000 (1:25 000) и при подготовке к изданию крупномасштабных карт по важнейшим горно-промышленным районам — необходимо существенно повысить качество полевых наблюдений над складчатыми (и связанными с ними разрывными) структурами сложнодислоцированных комплексов, добиться большей достоверности в их. морфологической, генетической и возрастной интерпретации, обеспечить максимально наглядное и точное изображение тектонических структур на окончательной геологической карте. Между тем уже на стадии полевого изучения допускаются ошибки, которыє мешают правильной расшифровке структуры сложнодислоцированных комплексов.

Выше было отмечено, что в сложнодислоцированных комплексах при сочетании ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов геолог практически всегда имеет дело с двумя четко выраженными плоскостными структурными элементами - слонстостью (полосчатостью), которая в общем согласуется с первой (ранней) сланцеватостью, и второй (поздней, наложенной) сланцеватостью, которая во многих случаях предстает как система трещин кливажа скольжения. В сланцевых толщах, где поверхности напластования обнаруживаются с трудом, вторая (наложенная) сланцеватость нередко принимается за слоистость, что влечет за: собой неверное представление о простирании, падении, мощности и тектонической структуре толщ. Отступление от требования «прослеживать геологические границы по простиранию» приводит к тому, что толщи, пачки и дислоцированные интрузивные тела изображаются на карте более схематично, чем это требуется для правильной расшифровки тектонической структуры: геологические границы сглаживаются, лишаются присущего им в природе сложного узора, являющегося (в типичном случае) результатом пересечения дневной поверхностью трехкратно деформированного слоистого комплекса.

При изучении обнажений недостаточное внимание уделяется поискам литогенетических признаков нормального и опрокинутого залегания отложений, вследствие чего оказываются незамеченными наклонные и лежачие складки. Морфология мезоскладок, наблюдаемых в масштабах обнажения, изучается очень бегло. Объектом наблюдения во многих случаях служат косые сечения складок, положение исследованного сечения по отношению к поперечному (профильному) обычно не указывается, что обесценивает приводимые сведения. Из-за недостаточного внимания к морфологии и ориентировке отдельных складок не удается составить обоснованное представление о морфологии серий складок, простирании и падении их зеркал, что могло бы гораздо ближе подвести к правильному определению залегания пачек и толщ. В масштабе обнажения, так же как в масштабе карты, складки, обрисованные поверхностями напластования, смешиваются со складками, очерченными поверхностями сланцеватости (кливажа), что приводит к путанице при попытках расшифровать тектонические структуры.

Серьезной и распространенной ошибкой является пропуск соскладчатых разрывов. В отличие от послескладчатых разрывных нарушений, обладающих, как правило, хорошими дешифровочными признаками, разрывы соскладчатые редко видны на крупномасштабных и тем более мелкомасштабных фотоизображениях. Деформированные столь же сложно, как разделяемые ими геологические тела, эти разрывы, по-видимому, очень часто остаются необнаруженными, что самым губительным образом сказывается на качестве геологических карт.

Общим недостатком полевого изучения складчато-разрывных комплексов является отсутствие концентрированных — детальных н углубленных — структурных иссследований на ключевых обнажениях, где можно наблюдать и документировать взаимоотношения между различными плоскостными и линейными структурными элементами, и на опорных ключевых участках — миниатюрных тектонических узлах, отразивших в своем строении важнейшие особенности тектонического стиля района. Среди множества точек наблюдения, показанных на карте фактического материала, трудно бывает выделить такие, где были сделаны решающие наблюдения. Принцип неравномерности изучения, весьма важный для практики крупномасштабного картирования, недостаточно реализуется в процессе геологосъемочных работ.

Опыт крупномасштабных исследований в районах развитня Опыт крупномасштабных исследований в районах развитня сложнодислоцированных комплексов свидетельствует о том, что наиболее эффективный путь изучения тектонических структур заключается в последовательном обобщении геологических материалов сначала на уровне ключевых обнажений, затем на уровне ключевых участков и, наконец, по всей площади геологической съемки (геологического доизучения), которая, в свою очередь, может оказаться ключевым участком, отражающим характерные особенности структуры целого региона.

Таким образом, вначале в сферу наблюдений геолога попадатаким образом, вначале в сферу наблюдений геолога попадают микро- и мезоструктуры, позднее выясняются основные особенности макроструктур и только после этого может быть определена морфология мегаструктур. Такой ход исследований — от частного к общему — заметно отличается от хода исследований в районах развития хорошо дешифрируемых и умеренно дислоцированных осадочных толщ, где весьма эффективными оказываются обзорные методы, быстро улавливаются основные черты тектонической структуры, а наземные исследования вносят необходимую детальность и надежность в общие построения.

Изучение сложнодислоцированных комплексов требует от геолога-съемщика высокой техники геологического картирования, т. е. умения выявить и проследить, а во многих случаях обнаружить ко косвенным признакам, границы геологических тел и собрать представительные данные об ориентировке различного рода геологических поверхностей и линейных структурных элементов. Это, в свою очередь, открывает путь к расшифровке крупных структурных форм, ясному пониманию их соотношений друг с другом, спределению истинной стратиграфической последовательности и мощности дислоцированных отложений.

мощности дислоцированных отноленных комплексов геолог При исследовании сложнодислоцированных комплексов геолог должен постоянно считаться со свойственной этим комплексам специфической тектонической обстановкой (гл. 2). Необходимо четко различать кливажные складки (очерченные поверхностями слоистости, как бы нанизанные на кливажные поверхности и генетически с ними связанные) и складки кливажа, очерченные поверхностями кливажа. Следует помнить, что кажущаяся простота структуры часто бывает обманчивой; что пачки и пласты, прослеживаемые иногда на довольно значительном расстоянии, могут быть собраны в системы («пакеты») сжатых (закрытых) складок, смятые, в свою очередь, в открытые складки-волны различного размера. Более того, пакеты сжатых складок могут маскироватьдревний структурный рисунок, связанный с предшествующим (раннескладчатым) структурным парагенезисом или же целым набором структурных парагенезисов предыдущего тектонического цикла. Только при правильной расшифровке тектонической структуры можно рассчитывать на объективное решение вопросов стратиграфин и всех остальных вопросов геологии района. Известно общее правило геологической съемки: каждый следующий маршрут должен строиться так, чтобы расширить и проверить представления, сложившиеся к концу предыдущего маршрута. В данном случае выполнение этого правила становится совершенно обязательным; в каждом маршруте должна уточняться и проверяться модель тектонической структуры района. Лишь в этом случае полевые наблюдения будут достаточно полными, измерение структурных элементов обретает смысл, а весь процесс съемки будет иметь подлинно творческий характер.

4.1.2. ПРОСЛЕЖИВАНИЕ И НАНЕСЕНИЕ НА КАРТУ КОНТАКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Точное изображение границ геологических тел на дневной поверхности является основой, на которой строятся все выводы о геологическом строении и геологическом развитии исследуемого района. Без такой основы невозможно составить представление о характере залегания геологических тел на глубине и их пространственном взаимоотношении друг с другом. Тектоническая структура района останется нерасшифрованной или же будет определена весьма приблизительно, схематично, с точностью, не отвечающей задачам крупномасштабной геологической съемки.

Привязка маршрутных точек наблюдения для точного изображения сложных по конфигурации геологических границ, свойственных сложнодислоцированным комплексам, должна производиться на высококачественных топографических картах масштаба 1:25 000. Одновременно, т. е. непосредственно в маршруте, на обнажении, геологические границы наносятся на аэрофотоснимок масштабов 1:10 000—1:18 000, в крайнем случае 1:25 000— 1:32 000. Для ключевых участков возможно использование и более детальных (масштаба 1:5000) аэрофотоснимков, которые можно изготовить путем увеличения центральных частей мелкомасштабных негативов [Эз В. В., 1978]. Оптимальным является использование фотопланов (в условиях слаборасчлененного рельефа) и ортофотопланов при горном рельефе масштаба 1:25000, обеспечивающих точную привязку наблюдений и по горизонтали, и по вертикали. В этом случае геологические границы наносятся в маршруте на аэрофотоснимках, а после маршрута поднимаются на фотоплане (ортофотоплане).

Границы геологических тел на картах масштаба 1:50 000 (1:25 000) могут быть разделены на две основных группы: 1) стратиграфические, интрузивные и другие не осложненные разрывами границы (контакты) между телами, различающимися по составу и возрасту или же только по составу и особенностям внутреннего строения; 2) границы (контакты), представленные разрывными нарушениями.

Выявление и нанесение на карту границ геологических тел происходит обычно в определенной последовательности. Легче всего обнаруживаются (нередко на стадии предполевого дешифрироваиля) и прослеживаются контакты, относящиеся к категории послескладчатых секущих разрывов, т. е. разрывы послескладчатого структурного парагенезиса. Следующий этап -- прослеживание и изображение на карте «нормальных», не осложненных разрывами контактов между геологическими телами различного состава и возраста. В хорошо обнаженных районах с высокой степенью дешифрируемости такие контакты могут быть уверенно выделены с помощью дистанционных методов, но в большинстве случаев для их изображения требуется большой объем полевых, прежде всего геологических, исследований, заключающихся главным образом в прослеживании шаг за шагом геологических границ по простиранию. В последнюю очередь на карту наносятся контакты, представленные линиями разрывных нарушений, относящихся к ранне- и позднескладчатым структурным парагенезисам. Эти разрывы сравнительно редко поддаются непосредственному прослеживанию. Выявление их -- в значительной мере результат всестороннего камерального анализа геологических данных, в частности давных о поведении на местности других геологических границ.

Способы обнаружения и прослеживания послескладчатых разрывных нарушений охарактеризованы в предыдущей главе, поэтому ниже будут рассмотрены некоторые особенности картирования стратиграфических, интрузивных и других «нормальных» контактов, а также особенности картирования разрывных нарушений ранне- и позднескладчатых структурных парагенезисов.

Картирование контактов, не осложненных разрывными нарушениями. Топографическая основа масштаба 1:25 000 позволяет изображать на геологической карте тела шириной 50 м, и, следовательно, границы, отстоящие друг от друга на 50 м, должны быть безусловно показаны на геологической карте. Но столь же важно выносить на карту характерные (маркирующие) горизонты небольшой, в несколько метров и даже в несколько десятков сантиметров, мощности, так как именно эти горизонты нередко имеют решающее значение и для расшифровки тектонической структуры района, и для целей стратиграфической корреляции. Такие горизонты приходится показывать на карте внемасштабно — в виде линий, заменяющих в данном случае линии геологических границ.

При геологическом картировании в районах развития сложнодислоцированных комплексов первостепенную роль играют литологичсские реперы, представляющие собой характерные сочетания нескольких смежных пластов или пачек, которые легко опознаются и могут быть прослежены на местности. Чаще всего литологичсский репер — это сочетание двух—четырех пластов (пачек) суммарной мощностью в несколько метров — несколько десятков метров. Один из пластов, обладающий наиболее характерными отличительными признаками, выступает обычно в качестве маркирующего горизонта, он является основным при прослеживании, в то время как сопутствующие ему пласты (пачки) позволяют судить о положении подошвы и кровли литологического репера.

Основное условие, которое должно соблюдаться при изучении литологических реперов - точное воспроизведение на аэрофотои топооснове всех особенностей поведения репера на дневной поверхности. С максимально возможной точностью должны быть отражены все повороты репера, изменения ширины его выхода, изменения его гипсометрического положения. Все это обеспечивается точным нанесением на топокарту (аэрофотооснову) границ литологического репера. Исследователь должен проявить максимальную объективность и тщательно переносить на аэрофотоснимок и топокарту все выражающиеся в масштабе, в том числе необъяснимые, на первый взгляд, невероятные по форме изгибы геологических границ, поскольку в их рисунке нередко зашифрованы важные данные о морфологии тектонической структуры и зтапах ее образования. Попытка как-то сгладить реальные геологические контуры, сделать их уже на первом полевом варианте геологической карты более «правильными» и гармоничными обычно ведет к потере структурной информации, которую в дальнейшем крайне трудно бывает восполнить.

Техника выделения и прослеживания литологических реперов в сложнодислоцированных комплексах несколько отличается от обычной.

1. В качестве реперов нередко выступают маломощные (до нескольких метров) литологические и литолого-стратиграфические единицы, представляющиеся не заслуживающими внимания прослоями в протяженных, непрерывных разрезах сложнодислоцированных комплексов. Такие реперы могут встречаться в одном и том же пересечении неоднократно (в разных чешуях, в разных складках внутри чешуй, на противоположных крыльях одной и той же складки); ширина их выхода вне линии разреза может неожиданно возрастать за счет существования складок, особенно полого наклоненных и лежачих (рис. 58, *a*).

2. Вследствие интенсивного развития типичных для сложнодислощированных комплексов кливажных складок и явлений будинажа многие реперы выражаются на геологической карте не сплошными, а прерывистыми линиями (полосами), состоящими



Рис. 58. Схематическое изображение литологического репера на площади распространения сложнодислоцированього комплекса.

пространсиля сихимали сихимали сихимали сихимали пространсиля сихимали сих

чаще всего из кулисообразно расположенных разобщенных между собой отрезков. Непрерывно проследить такой репер на местности невозможно. Картируются, по существу, фрагменты литологического репера, разделенные линиями тектонических разрывов (рис. 58, б).

3. В условиях интенсивной складчатости общее простирание литологического репера, отображаемое на геологической карте, может существенно отличаться от простирания отдельных его фрагментов, а также от простирания (ориентировки осевых линий) очерченных репером складчатых структур (рис. 58, в).

4. Из-за сильной тектонической нарушенности литологических реперов повышаются требования к детальности и точности наблюдений над особенностями их состава, текстуры, цвета и т. п. Картируя сложнодислоцированные комплексы, нельзя довольствоваться выделением «кварцитов», «песчаников», «мраморов», «известняков». Необходимо знать более тонкие литологические признаки пластов, фигурирующих в виде реперов, чтобы безошибочно опознавать их уже в небольших по размеру изолированных обнажениях и с достаточной надежностью проводить литологическую корреляцию. Само по себе пространственное положение (выходы близких по составу пород в пределах «единой» полосы или на одном гипсометрическом уровне, симметричные выходы на противоположных крыльях складки и т п.) не являются в районах развития сложнодислоцированных комплексов основанием для отнесения сходных по составу пород к одному и тому же стратиграфическому подразделению.

Контакты других (не реперных) стратиграфических подразделений должны картироваться в районах развития сложнодислоцированных комплексов так же, как картируются границы литологических реперов. И в этом случае следует учитывать, что линия контакта может быть крайне сложной по конфигурации, что каждый изгиб может оказаться решающим для понимания морфологии и генезиса тектонической структуры, что возможен прерывистый характер контакта, а простирание его не обязательно будет совпадать с простиранием наиболее резко выраженных складок. То же самое справедливо и для контактов вовлеченных в складчатость интрузивных тел, в частности для согласных тел пластообразной формы.

Картирование разрывных нарушений. Когда тектонический разрыв хорошо виден на местности, картирование его ведется путем иепосредственного прослеживания. Наилучшие результаты достигаются в районах с расчлененным рельефом при условии, что по разрыву соприкасаются контрастные по составу образования. Типичные для сложнодислоцированных комплексов крупные надвиговые нарушения иногда сопровождаются олистостромами — осадочными отложениями с хаотическим глыбовым строением, и меланжем — тектонической смесью разнообразных глыб, заключенных в тонкоперетертой связующей массе. Признаки и способы картпрования этих образований, рассмотренные С. В. Руженцевым и И. Г. Щерба [Геологическая съемка..., 1980], являются, по существу, признаками и способами картирования крупных разрывов раннескладчатого структурного парагенезиса.

Характерные для сложнодислоцированных комплексов разрывы надвигового и взбросового типа нередко маскируются интрузивными соотношениями пород автохтона и аллохтона. Ряд таких примеров приводит И. И. Белостоцкий [1978]. В числе их шток перетертых серпентинитов (или смеси серпентинитов с гипсовой пылью) в ядре складки, сложенной песчано-глинистыми породами; мощные (10 м и более) вертикальные дайкообразные тела плотных протрузивных серпентинитов, выполняющие радиальные трещины в пределах брахнантиклиналей; вертикальные линзовидные тела в слагающих покров известняках, образованные внедрившимися снизу ипъекционными конгломератами с перетертым цементом, гравелитами и песчаниками.

11*

163

Сместители разрывов в сложнодислоцированных комплексах почти всегда в той или иной степени деформированы. Одна и та же сколовая поверхность - будь то поверхность регионального срыва или поверхность локального сколового нарушения — может выступать в разных частях тектонической структуры как сместитель сброса, взброса, правого или левого сдвига и т. д. На линии тектонического разрыва, показанной на геологической карте, нередко удается выделить интервалы, соответствующие различным кинематическим типам сколовых нарушений — взбросам и сбросам, сдвигам, взбросо- и сбросо-сдвигам, — и все эти разрывы могут оказаться конкретным выражением первичной надвиговой поверхности. При выделении и изучении таких интервалов, характеризующихся различным направлением и углом наклона поверхности сместителя, большую помощь могут оказать геофизические методы (гл. 3).

Более обычной является ситуация, когда приходится анализировать пространственное распределение линий нормальных контактов и в первую очередь границ литологических реперов и уже затем, зная общие закономерности размещения ранне- и позднескладчатых разрывов в сложнодислоцированных комплексах, находить место разрывов в конкретной тектонической структуре.

Тектонические контакты (следы поверхностей разрывов) проводятся на геологической карте через точки обрыва границ литологических реперов, а при отсутствии таких реперов --- через точки обрыва других точно закартированных геологических границ.

Рисовка линий разрыва на карте существенным образом зависит от того, относится ли разрыв к ранне- или позднескладчатому структурному парагенезису. Следы поверхностей разрывов, принадлежащих к раннескладчатому структурному парагенезису, как правило, согласны с простиранием толщ, пачек, пластов, пластообразных интрузивных залежей. Они нередко являются границами крупных тектонических чешуй, т. е. первыми по значимости геологическими границами на геологической карте района. Форма линий разрывов на карте нередко бывает волнообразной, что связано с участием ранних разрывов в кливажной складчатости. Следы кливажных (главных структурных) поверхностей располагаются чаще всего несогласно по отношению к следам поверхностей разрывов раннескладчатого структурного парагенезиса. В противоположность этому линии разрывов позднескладчатого структурного парагенезиса могут сохранять на значительном протяжении близкую к прямолинейной форму, они параллельны простиранию кливажных поверхностей S₂, для них типична секущая по отношению к простиранию толщ (пачек, пластов) ориентировка (рис. 58).

К целенаправленному поиску разрывов ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов приступают после вынесения на геологическую карту линий «нормальных» контактов, достоверно прослеженных до точек обрыва. Вначале нужно попытаться найти главные ранние разрывы --- граничные поверхности крупных тектонических пластин. Следами этих разрывов обычно разделяются





Рис. 59. Определение местоположения разрывов ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов.

1 — литолого-стратиграфические подразделения: а — литологический репер и линии достоверно прослеженных нормальных контактов репера с подстилающими и перекрывающими его пачками. б. вподстилающая и перекрывающая пачки; 2 — разрывы раннескладчатого (Р1) и позднескладчатого (Р2) структурных парагенезисов. 111 — последовательные этапы построения геологической карты.

участки, существенно отличающиеся друг от друга характером стратиграфического разреза и набором интрузивных образований. На геологической карте каждый такой разрыв вырисовывается в виде единой сложной по конфигурации линии, либо, что бывает чаще, -- в виде нескольких изолированных линий, отражающих неоднократное пересечение деформированной тектонической поверхности земной поверхностью (рис. 59).

Затем определяют местоположение основных разрывов позднескладчатого структурного парагенезиса. В большинстве случаев они будут пересекать крупные ранние разрывы, смещая их по горизонтали на десятки, сотни и тысячи метров, но иногда их распространение ограничивается пределами тектонической пластины, они как бы срезаются ее краями, что, вероятно, связано с повторными движениями по крупным ранним разрывам.

В последнюю очередь наносят — когда позволяет масштаб карты — второстепенные малоамплитудные разрывы ранне- и позднескладчатого структурного парагенезисов. Разрывы позднескладчатого структурного парагенезиса обнаруживаются сравнительно легко - в местах относительно небольшого кулисообразного смещения линий нормальных контактов. Для выявления ранних разрывов приходится внимательно сравнивать строение разрезов в соседних пересечениях, т. е. учитывать изменения характера разреза по простиранию. Нередко наиболее естественным объяснением

причины изменчивости разреза является предположение о существовании разрыва, почти согласного с залеганием пластов, косо их срезающего, создающего эффект фациального выклинивания пород.

Приведенная схема последовательности обнаружения разрывов ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов является, конечно, идеализированной. На практике приходится рассматривать целый ряд вариантов сети разрывов, отбрасывая те из них, которые не полностью согласуются с результатами изучения складчатых структур и литолого-стратиграфическими данными. Оптимальный окончательный вариант сети разрывов необходимо найти ко времени завершения последнего полевого сезона. В дальнейшем, в период камеральной обработки материалов, нежелательно вносить в этот вариант существенные изменения, поскольку эти изменения уже нельзя будет подтвердить полевыми наблюдениями.

4.1.3. МАРШРУТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОРИЕНТИРОВКИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Парал.тельно с прослеживанием и нанесением на топо- (аэрофото-)основу геологических границ в ходе маршрута необходимо систематически определять ориентировку структурных элементов, как плоскостных, так и линейных. Результаты таких измерений дают возможность подойти к решению одной из основных задач геологической съемки — расчету ориентировки крупных, выражающихся в масштабе геологической карты, структурных форм – макроск.падок и макроразрывов.

Наиболее важными в практическом отношении являются поверхности кливажа, а также шарниры закрытых («сжатых») кливажных и докливажных складок.

Залегание поверхностей кливажа обычно определяется путем непосредственного измерения. В тех случаях, когда такие измерения ния не удается выполнить в достаточном числе, их нехватка частично компенсируется измерениями осевых поверхностей закрытых кливажных складок.

Ориентировку шарниров закрытых кливажных и докливажных складок определяют прямым измерением или же косвенным путем: а) определяя залегание слоистости (метаморфической полосчатости) на крыльях и в замках складок и рассчитывая ориентировку шарниров на стереосетке (см. Приложение, задача 1); б) измеряя или рассчитывая ориентировку линейности пересечения кливажа со слоистостью (полосчатостью), параллельную этим шарнирам; в) измеряя минеральную линейность, если доказана ее параллельность шарнирам закрытых складок.

Ориентировка шарниров и осевых поверхностей поздних открытых складок там, где невозможно их непосредственное измерение, рассчитывается на стереосетке на основании измерения поверхностей кливажа (Приложение, задачи 1, 5). Определение на обнажении элементов залегания слоистости (полосчатости, сланцеватости, кливажа) является простой операцией только в том случае, когда изучаемые поверхности плоские и отпрепарированные. В этих условиях измерение азимута и угла падения выполняется с помощью горного компаса и достаточно бывает нескольких измерений.

Если искомые поверхности плоские неотпрепарированные, их ориентировка определяется на стереографической сетке путем построения поверхности по двум линиям - - следам этой поверхности на непараллельных стенках коренного выхода (Приложение, задача 2). Для этого предварительно горным компасом измеряют ориентировку каждого следа, т. е. его азимут и угол погружения. Такой способ расчета должен применяться по крайней мере при детальном исследовании ключевых обнажений. Хорошие результаты можно получить, если измерять элементы залегания какойлибо дополнительно введенной плоской поверхности (планшетки, записной книжки), расположенной таким образом, чтобы в ней «лежали» два реально наблюдаемых следа одной и той же поверхности. При недостатке времени в явно второстепенных по своему значению коренных выходах можно мысленно реконструировать положение искомой поверхности и затем уже брать отсчеты на горном компасе, но такие измерения должны быть снабжены при залиси особой пометкой, как весьма приблизительные.

Когда поверхности слоистости (полосчатости) смяты в мелкие складки, залегание крыльев складок измеряется с целью определения залегания (на стереосстке Вульфа) линейных элементов шарниров складок и линейности пересечения кливажа со слоистостью (полосчатостью). При наличии хотя бы трех смежных складок возникает возможность определить залегание их зеркала, т. с. среднего залегания деформированной поверхности на обнажении. Прямое измерение зеркал складок можно произвести, когда деформированная поверхность отпрепарирована. Если эта поверхность неотпрепарирована, Залегание зеркала складок можно рассчитать по ориентировке двух линий — по двум следам зеркала в разных срезах обнажения — либо по одному следу зерказа и шарниру хотя бы одной из складок, образующих зеркальную поверхность (Приложение, задача 2). Результат будет точнес, если известна средняя ориентировка шарниров складок, вычисленная по результатам измерения ориснтировки нескольких или нескольких десятков реальных шарниров.

Способы определения залегания деформированной слоистости применимы к деформированным кливажу и сланцеватости. В том случае, если фрагменты кливажных трешин образуют, сливаясь, единую отпрепарированную ослюдснелую поверхность, ориентировку этой реальной или воображаемой («зеркальной») поверхности определяют горным компасом. Когда имеется ряд измерений крыльев симметричных складок кливажа, ориентировку зеркала этих складок, т. е. усредненное залегание кливажа, находят на стереографической сетке. Для этого необходимо знать ориентировку шарнира и осевой плоскости хотя бы одной складки. Ориентировку шарнира получают непосредственным измерением либо расчетным путем, когда известно залегание крыльев складки (Приложение, задача 1). Осевая поверхность складки может быть рассчитана как плоскость, проходящая через две линии — шарнир складки и след осевой плоскости в каком-либо срезе обнажения (Приложение, задача 2), либо как биссекторная плоскость между крыльями складки, когда последние известны (задача 5).

Если складки симметричные, зеркало их отстраивается на стереосетке, как плоскость, перпендикулярная к осевой плоскости складки и проходящая через ее шарнир. Практический опыт показывает, что складки, очерченные поверхностями кливажа (сланцеватости), в большинстве своем открытые, с углами между крыльями более 90° и поэтому среднее залегание поверхности кливажа на обнажении обычно не слишком резко отличается от залегания крыльев частных складок кливажа.

Ориентировка линейных элементов — шарниров складок слонстости, линейности пересечения слоистости и кливажа, шарниров складок кливажа легче всего определяется путем непосредственного измерения, когда указанные элементы отпрепарированы. В противном случае определение ориентировки линейных элементов производится на стереосетке расчетным путем. Уже упоминалось, что шарнир складки рассчитывают на основании измерений залегания ее крыльев как линию пересечения двух плоскостей. Линейность пересечения кливажа и слоистости определяют аналогичным образом. Если не удается измерить залегание смежных крыльев одной складки, то ориентировку шарнира можно определить по крыльям серии однотипных складок в разных частях одного или нескольких близко расположенных обнажений (Приложение).

При изучении обнажения очень важно уметь ограничиться минимально необходимым числом измерений залегания того или иного структурного элемента, так как массовые измерения часто приводят к неоправданным затратам времени. Лишь в особых случаях, когда требуется большая точность, число фиксированных наблюдений может быть сознательно увеличено.

Уже при первом осмотре обнажения следует выяснить, насколько выдержанной (однообразной) является ориентировка искомого структурного элемента. Если в сравнительно небольшом обнажении различия в ориентировке на глаз не улавливаются, достаточно сделать одно измерение горным компасом. При не вполне выдержанной ориентировке измеряемых поверхностей или линейности, когда визуальное усреднение ненадежно, необходимо произвести несколько измерений, нанести результаты измерений на стереосетку и определить среднее значение (Приложение, рис. 107, 5). Согласно Д. Эллиотту [Elliott D., 1965], число измерений на обнажении может достигать десяти. Практика показывает, что средние значения определяются с приемлемой точностью на основании 4—5 измерений. Более массовые измерения целесообразно проводить на некоторых ключевых обнажениях для получения ключевых структурных диаграмм. Стереограмма, построенная по измерениям, снятым на ключевом обнажении, при сопоставлении со сводными стереограммами отдельных участков помогает установить причины того или иного распределения измерений на сводной стереограмме.

Густота сети измерений нередко лимитируется условиями обнаженности. Если коренные выходы сильно разобщены, то структурные измерения производятся на каждом обнажении. При сплошиой обнаженности густота сети измерений должна составлять в среднем 50—100 точек на 1 км² [Elliott D., 1965; Казаков А. Н., 1976] и в целом должна быть тем выше, чем сильнее выражена изменчивость залегания структурных элементов. Очень часто шаг сети зависит от параметров развитых в районе складок. Это означает, что на крыльях крупных складок сеть измерений получится разреженной, а в замках складок, там, где залегание наиболее изменчиво, — густой.

Общее число измерений, которое удается собрать не в ущерб другим наблюдениям, ограничено. Считается [Elliott D., 1965], что предпочтительнее делать измерения по более густой сети за счет уменьшения числа измерений на точках наблюдения, чем увеличивать их число на обнажениях, разрежая сеть измерений.

Следует иметь в виду, что сеть измерений разных структурных элементов может быть различной, поскольку значение того или пного структурного элемента меняется в зависимости от конкретной структурной обстановки. Сеть измерений поверхностей кливажа должна обеспечивать выделение участков с однообразной ориентировкой кливажа. Иногда ее удается определить опытным путем на основании изучения нескольких типичных участков. Для этого на каждом участке (размером не менее 0,25 × 0,25 км) измерения залегания поверхностей кливажа выполняются по достаточно густой сети (например, 20×20 м). По данным измерений строится стереограмма. На стереограмме выделяются максимумы концентраций точек, в соответствии с намеченными концентрациями выделяются участки с однообразной ориентировкой кливажа. Разрежая (на карте) сеть наблюдений, устанавливают предел, ниже которого, т. е. при более редкой сети наблюдений, границы участков теряют свою четкость.

Измерения азимутов и углов погружения шарниров кливажных складок и параллельной шарнирам минеральной линейности и линейности пересечения кливажа со слоистостью должны обеспечивать расчет среднего (по каждому участку) залегания шарниров кливажных складок. Для этой цели необходимо определить ориентировку шарниров хотя бы в 5—10 обнажениях. Однако при наличии докливажных складок ориентировка шарниров кливажных складок может варьировать в широких пределах. В этом случае сеть измерений указанных линейных элементов зависит также и от парамстров докливажных складок. В подобной ситуации сеть измерений залегания синхронных кливажу линейных элементов следует сгущать до тех пор, пока не удастся выделить на карте участки с однообразной ориентировкой указанных линейных элементов, отвечающие крыльям и замковым частям докливажных складок.

4.1.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОРФОЛОГИИ И РАСЧЕТ ОРИЕНТИРОВКИ КРУПНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ

Определение морфологии и ориентировки крупной складчатой формы должно начинаться с определения элементов залегания ее крыльев. Крылья крупных складок обычно являются участками выдержанного залегания пород. При изучении складок с помощью стереосетки структурные элементы таких участков (доменов) анализируются раздельно. Контуры доменов очерчиваются на карте. Размеры домена зависят от длины крыла и от выдержанности угла погружения складки. В простой структурной обстановке стороны домена могут измеряться несколькими километрами. Число доменов, выделяемых в тектонической структуре района, будет тем больше, чем сильнее выражены явления наложенной складчатости, чем чаще меняется простирание и падение толщ и пачек.

При изучении сложнодислоцированных складчато-разрывных комплексов исследователь обычно стоит перед необходимостью определять морфологию и ориентировку двух типов макроскладок: а) складок кливажа, очерченных кливажными поверхностями и б) складок слоистости, очерченных поверхностями слоистости. На участках широкого развития сланцевых толщ, где отсутствуют четкие хорошо прослеживающиеся маркирующие горизонты, картирование макроскладок слоистости чрезвычайно затруднено, в то время как элементы макроскладок кливажа могут быть измерены и рассчитаны. С другой стороны, на площадях распространения, к примеру, карбонатных пород реально картируемые макроскладки представлены исключительно складками слоистости. Наиболее типичными являются обстановки, в которых проявляются обе категории макроскладок — и складки кливажа, и складки слоистости. В таких обстановках анализ макроскладок необходимо начинать с более поздних складок — складок кливажа — и лишь затем переходить к расшифровке макроскладок слоистости, «запечатанных» в складках кливажа.

Определение морфологии и ориентировки макроскладок кливажа производится последовательно по тектоническим блокам, ограниченным послескладчатыми разрывами. Операции выполняются в таком порядке (рис. 60).

1. Составляется (после усреднения данных по каждому обнажению) сводная стереограмма полюсов поверхностей кливажа. Каждая точка на стереограмме (полюс поверхности кливажа) снабжается номером, соответствующим номеру обнажения, на котором было измерено залегание кливажа (рис. 60, б). 2. На сводной стереограмме выделяются максимумы концентраций точек. Каждый такой максимум вместе с прилегающей к нему областью выделяется в особую зону и, таким образом, сводная стереограмма разбивается на ряд зон, отвечающих наиболее тиинчным ориентировкам кливажа (рис. 60, б).

3. На карте фактического материала (рис. 60, *a*), куда должны быть вынесены все пункты измерения залегания кливажа, производится разделение этих пунктов по принадлежности их к той или пной зоне сводной стереограммы. Пункты, соответствующие определенной зоне сводной стереограммы, обозначаются особым знаком. Вслед за этим на карте фактического материала (и на полевой геологической карте) можно выделить ряд полей, каждое из которых будет характеризоваться выдержанным залеганием кливажа. По расположению и размерам этих полей составляется представление о форме и размерах искомых доменов. Производится нумерация зон на стереограмме. Аналогичные номера присваиваются соответствующим доменам на карте.

4. На сводной стереограмме либо на стереограммах, построенных для каждого домена, определяется среднее залегание кливажа в доменах (рис. 60, в). Среднее залегание кливажа может быть отождествлено с залеганием крыла (или фрагмента крыла) крупной складки, очерченной поверхностями кливажа (рис. 60, г). Зная среднее залегание кливажа в соседних доменах, можно рассчитать (если домены не разграничены крупным послескладчатым разрывом) ориентировку шарнирной (осевой) поверхности этой складки. Шарнирная поверхность рассчитывается на стереосетке как биссекторная плоскость или же как плоскость, проходящая через две линии — шарнир и след осевой плоскости складки (Приложение, задачи 5, 2). В свою очередь, след осевой плоскости складки отвечает на карте следу границы доменов и обычно является линией, связывающей точки наиболее резкого изменения в простиранни кливажа.

Рассчитывая залегание шарниров и осевых поверхностей крупных складок кливажа, следует учитывать залегание аналогичных структурных элементов в мезоскладках позднескладчатого структурного парагенезиса. Совпадение ориентировки реальных и расчетных структурных элементов является важным подтверждением верности расчетов.

Пример выделения доменов с помощью стереограмм показан на рис. 61. Анализ стереограммы (рис. 61, б) позволил выделить три основные концентрации полюсов поверхностей кливажа (*I*, *II*, *III*), которым на карте (рис. 61, *a*) отвечает пять доменов (*I*, *IIA*, *III*, *IIIA*, *IIIB*). Домены *II* и *III* типа отвечают крыльям крупных складок кливажа с шарнирами юго-восточного погружения и осевыми поверхностями северо-западного простирания, следами которых на карте являются следы границ доменов. Домен *I* типа, расположенный в пределах крыла крупной послекливажной складки, отражает локальное усложнение флексурного типа, сформировавшееся в один из поздних актов деформаций.



Рис. 60. Способ выделения доменов на основании анализа распределения полюсов поверхностей кливажа (пS_к) на стереограммах.

3 а — карта фактического материкала; б. в — стереограммы πS_g; г → схема выделения доженов; г → точки паблюдений на карте и тS_g; на стереограммах; г — праницы доменов; г → среднее залегание кливажа в доменах; 4 — праничные померхности доменов, отвечающие осевым поверхностям врупных синформисай (в) и антиформной (б) складок (стрелкой и цифрами показания направление и угол наклона поверхности); 5 — медиала распределения тS_k на стереограмме; 6 - границы концентраций тS_g на стереограммах.



Рис. 61. Выделение доменов с однообразной ориентировкой кливажа (Макбальский выступ, участок Ачикташ).

a -сжема участка с границами доменов; $\delta -$ стереограмма полюсов поверхностей яливажа (πS_{κ}); I -границы доменов, отвечающие осевым поверхностям антиформных (a) и синформных (δ) складок; 2 -среднее залегоние кливажа в доменах; 3 -границы жолцентраций πS_{κ} на стереограмме.

В тех случаях, когда точки (полюса кливажа) на сводной стереограмме образуют единое скопление, разбивка исследуемой площади на домены производится по карте с вынесенными на нее элементами залегания кливажа (рис. 62). Вначале на карте оконтуриваются участки, в пределах которых сохраняется относительно выдержанное простирание поверхностей кливажа. Для каждого такого участка строится частная стереограмма, которая в отличие от сводной (рис. 62, б) покажет значительно более простое распределение полюсов (рис. 62, в-ж). После этого на стереограммах можно определить среднее залегание кливажа в доменах (рис. 107, 5).

Иногда на стереограммах доменов с однообразным простиранием кливажа выделяется более одного максимума полюсов. Это может быть обусловлено существованием складок кливажа с полого погружающимися шарнирами. В подобном случае в пределах домена выделяются «субдомены», отвечающие крыльям таких складок.

Следует заметить, что наблюдаемые в пределах доменов мезоизгибы поверхностей кливажа либо совсем не выражаются на топо- или аэрофотооснове масштабов 1 : 25 000—1 : 50 000, либо выражаются на ней некоторой волнистостью условных линий — «следов поверхностей S₂», причем длина коротких крыльев таких складок-волн не превышает (при изображении их в масштабе 1:25000—1:50000) нескольких миллиметров. Аномальные ориентировки кливажа, соответствующие коротким крыльям мезоскладок, окажутся на сводной стереограмме вне пределов соответствующего данному домену максимума концентрации и не попадут в выборку для определения среднего залегания кливажа в домене.

Расчленение тектонической структуры района на домены, каждый из которых характеризуется выдержанной ориентировкой поверхностей кливажа (S_2), позволяет перейти к определению морфологии и ориентировки кливажных макроскладок и прежде всего к определению залегания их крыльев. Основой для расчетов являются точно нанесенные на карту геологические границы и результаты измерения ориентировки структурных элементов на обнажении.

Крыло кливажной макроскладки в пределах одного домена можно рассматривать в первом приближении как плоскость, пространственное положение которой может быть определено по ориентировке линии пересечения крыла складки с дневной поверхностью и ориентировке среднего для данного домена шарнира кливажной складки. Поскольку линия пересечения плоскости крыта с дневной поверхностью будет близка к прямой лишь при субвертикальном залегании крыла или же в условиях слаборасчлененного рельефа, способы расчета ориентировки крыла кливажной макроскладки будут различными.

При слаборасчлененном рельефе, когда изгибы геологических границ отражают главным образом изгибы деформированных (складчатых) геологических поверхностей, расшифровка макроскладок слоистости производится по следующей схеме.

1. Для каждого домена с однообразной ориентировкой кливажа на стереосетке рассчитывается средняя ориентировка шарниров кливажных складок и параллельных им линий пересечения поверхностей S₂ и S₀.

2. Следы поверхностей стратифицированных геологических тел (границы толщ, пачек) и внемасштабных пластов аппроксимируются в виде ломаных, отрезки которых отвечают крыльям или частям крыльев кливажных складок.

3. Для каждого крыла (или его части) рассчитывается среднее залегание поверхностей S₀. Расчет ведется на стереосетке по ориентировке двух линий — прямолинейного отрезка геологической границы на карте и расчетного (среднего) шарнира кливажной складки.

В условиях расчлененного рельефа уже сама конфигурация геологических границ дает информацию, достаточную для расчета пространственного положения граничных поверхностей. Для этого существуют общензвестные приемы расчета ориентировки плоскости по ее следам в рельефе (рис. 63). Однако бывает, что неточность переноса на карту границ, их прерывистость, локальные дислокации, небольшая, относительно форм рельефа, величина складок затрудняют использование традиционных методов. В таком случае



Рис. 62. Способ выделения доменов на основании анализа простираний поверхностей кливажа (Макбальский выступ, участок Сугаты).

a-схема распределения кливажа на участке; b-сводная стереограмма полюсов поверх-



нослей кливажа ($\pi S_{\rm x}$); е—ж— стереограммы $\pi S_{\rm K}$ доменов I-V; I— границы доменов на карле; 2— залегание кливажа в обизжениях; 3— линии, отражающие изменение простирания кливажа.

Рис. 63. Определение простирания и падения наклонного пласта по его выходу на топографической карте.

аб, вг, ∂e — линни простирания пласта; yx' — линия падения пласта; xx' — заложение горизонталей; α угол падения пласта.

можно проанализировать поведение геологических границ с помощью стереосетки (рнс. 64). Для этого, так же как и в случае слаборасчлененного рельефа, следы поверхностей геологических



тел и внемасштабные пласты аппроксимируются в виде ломаных линий, состоящих из ряда различно ориентированных прямолинейных отрезков. По топографической карте определяются направление и угол погружения отрезков. Ориентировка отрезков показывается на стереосетке. Если распределение точек (проекций отрезков) на стереосетке контролируется одной и той же дугой большого круга, отрезки ломаных линий лежат в одной плоскости (на одном крыле складки), залегание которой считывается со стереосетки. Если же распределение точек (проекций отрезков) на стереосетке контролируется двумя дугами больших кругов, геологическая поверхность смята в складки с плоскими крыльями. При более сложном распределении точек на стереограмме их интерпретация становится неодиозначной.

Чтобы выделить на линии геологической границы шарнирные зоны складок, следует показать разными знаками отрезки геологической границы, принадлежащие на стереосетке к разным дугам большого круга. Замки складок будут соответствовать стыкам отрезков, показанных разными знаками.

Для более точного определения залегания крыльев складки на стереограмму с проекциями отрезков границ выносится средний шарнир складок. Если построения верны, то шарнир располагается в плоскости дуги, контролирующей распределения проекций отрезков, или же на пересечении дуг большого круга, отвечающих разным крыльям складки.

Во многих случаях крыло макроскладки слоистости, выявленное в одном домене, будет продолжаться в соседнем домене, что позволит выделить деформированные макроскладки слоистости, охватывающие значительную площадь геологической карты. Что касается мезоскладок, очерченных поверхностями слоистости, то они не проявятся в масштабе карты или отразятся на ней мелкой волнистостью литолого-стратиграфических границ. Именно этими «волнами» поверхностей слоистости приходится пренебречь, когда сложные контуры литолого-стратиграфических подразделений аппроксимируются в виде ломаных линий.

После того как на геологической карте выявлена макроскладка и определена ориентировка ее шарнира, нетрудно определнть остальные ее параметры — угол между крыльями, истинную длину крыльев, высоту, ширину складки, длину ее полуволны. Для этого необходимо построить профильное (перпендикулярное к шарниру) сечение складки. Такое построение можно выполнить иесколькими способами [Геологическая съемка..., 1980], в частиости способом, который проиллюстрирован на рис. 102. Ориентировка шарнирной поверхности макроскладки слоистости определяется по ориентировке ее шарнира и следа шарнирной поверхности на карте.

Наличие в тектонической структуре многих районов крупных складок-чешуй, подобных тем, что показаны на рис. 75, 85, заставляет внимательно относиться к определению направления и угла наклона сместителей ранне- и позднескладчатых разрывов. Наиболее крупные и существенные для понимания тектонической структуры разрывы P₁ раннескладчатого структурного парагенезиса должны быть в целом параллельны границам толщ и пачек, разрывы P₂ позднескладчатого структурного парагенезиса — параллельны сланцеватому кливажу S2. Может оказаться, что в какомлибо пересечении имеются пологие поверхности Р₁, наклоненные навстречу друг другу. В таком случае вероятным становится вывод, что в изученном пересечении наблюдаются пологоизогнутые волнистые поверхности P₁, которые пересекают дневную поверхпость несколько раз и обрисовывают в разрезе ряд пологих антиформ и синформ (рис. 75, 85). Чтобы правильно показать пластины на разрезе, необходим тщательный анализ литологических особенностей разреза: наборы пород, наблюдаемые на участках выхода на дневную поверхность одной и той же тектонической пластины, должны быть примерно идентичными.

4.1.5. КЛЮЧЕВЫЕ ОБНАЖЕНИЯ И КЛЮЧЕВЫЕ УЧАСТКИ

Для определения последовательности образования структурных форм и разработки общей слемы структурной эволюции сложнодислоцированного комплекса особое значение имеют ключевые обнажения и ключевые участки. С их помощью удается, кроме того, составить представление о строении прилегающих к ним необнаженных, слабообнаженных или труднодоступных площадей.

Ключевое обнажение — это изолированный выход коренных пород (или ряд сближенных выходов), в пределах которого обнаружены характерные для изучаемого района структурные формы (складки, тектонические разрывы), сочетания структурных форм разного возраста и величины, взаимоотношения между структурлыми элементами (слоистостью и сланцеватостью, кливажем и сланцеватостью) и т. п. (рис. 80, 83, 87). Размер и морфология ключевого обнажения могут быть различными — от нескольких



квадратных метров до нескольких тысяч квадратных метров в условиях горизонтальной обнаженности, на склонах или на обрывистых участках. Существенно другое: каждое ключевое обнажение должно вносить заметный вклад в познание морфологии и генезиса тектонической структуры района.

Число ключевых обнажений в пределах трапеции масштаба 1:50 000 (1:25 000) определяется не только условиями обнаженности, но, в не меньшей мере, знаниями и наблюдательностью исследователей. В определенном смысле это величина переменная. Но в целом число таких обнажений, на которых, собственно, и основываются представления о тектонической структуре района очень невелико — 10—30—50, т. е. во много раз меньше числа точек наблюдений (точек привязки наблюдений). На карте фактического материала ключевые обнажения следует показывать по возможности в естественных контурах. Поскольку многие ключевые обнажения являются уникальными природными объектами



Рис. 64. Анализ граничной поверхности стратифицированных тел в условиях расчлененного рельефа.

реобластите релости: 6 — стереограмма орвентировки отрезков; 1 — горизонтали рельефа; 2 — след граничной поверхности; 3 — ограннчения отрезков; 4 — номера отрезков следа граничной поверхности; а — контролируемых дугой большого круга 1 (западное жрыло синклинальной складки, падение крыла 130/40), 6 — контролируемых дугой большого го круга 11 (восточное крыло той же складки, падение крыла 265/54); 5 — полюса расчетных плоскостей крыльев синклинали; 6 — расчетный шариир синклинали; 7, а, 6 — стратиграфические подразделения; 8 — проекции отрезков следа граничной поверхиости на стереосетке.

	Погружение отрезка			Погружение отрезка	
Номер отрезка	Азимут Угол		Номер отрезка	Азимут	Угол
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12	112° 145 181 75 130 174 100 38 202 194 277 356	39* 41 30 32 44 30 36 0 12 19 52 0	13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23	218' 342 202 322 353 124 118 115 112 125 114	52° 15 35 33 0 41 43 42 43 42 43 41 42

большого научного значения, в дальнейшем должны быть приняты меры к их регистрации и охране.

Ключевой участок — площадь в пределах исследованного района, отражающая при небольших размерах (0,1-10 км²) основные особенности тектонического стиля всего района или какой-либо из входящих в него тектонических зон (рис. 37, 74, 81). Это своего рода тектоническая модель района, которая наглядно демонстрирует морфологические особенности складок и разрывов, их доминирующую ориентировку, позволяет оценить возраст структурных форм, образующих тектоническую структуру, и разобраться в ее генезисе. На ключевом участке обычно удается взаимно увязать наблюдения, полученные на ключевых обнажениях и прилегающих к ним площадях. Одно-два или несколько ключевых обнажений должны обязательно попадать в пределы ключевого участка: без этого участок вряд ли будет оправдывать свое название. Строение ключевого участка изображается на детальной геологической карте, контуры его следует показать на карте фактического материала.

На ключевых обнажениях и участках наряду с изучением морфологии и ориентировки отдельных структурных форм должны быть изучены особенности их сочетаний и возрастные взаимоотношения: именно такой материал является основополагающим при выделении структурных парагенезисов. Внимание геолога должны привлечь наблюдаемые в обнажениях деформированные поверхности сланцеватости (кливажа) и деформированные складки, наложение кливажа на сланцеватость, круто погружающиеся складки в круго наклоненных пластах, изгибы систем складок и соскладчатых разрывов, пересечения складок, разрывов и трещин разных направлений. Документация структурных форм на ключевых обнажениях должна выполняться с помощью фотографий и зарисовок с обязательным указанием положения наблюдаемого сечения по отношению к профильному. На ключевых участках необходимо определить взаимоотношения разрывов различной морфологии, зависимость между ориентировкой разрывов и складок, величиной разрывов и густотой их расположения, другими словами, выявить образованные системами разрывов типичные структурные рисунки.

Во многих случаях выявленные на ключевых обнажениях микро- и мезоскладки позволяют прогнозировать характер развитых в районе макро- и мегаскладок, выполняя роль ключевых складчатых структур. Возможности прогноза зависят от того, к какому структурному парагенезису — ранне-, поздне- или послескладчатому относятся микро- и мезоскладки. Микро- и мезоскладки F_1 , обнаруживающие генетическую связь с кристаллизационной сланцеватостью, иссеченные кливажными поверхностями S_2 , деформированные складками F_2 , F_3 и более поздними, являются всего лишь «поисковым признаком», надежно свидетельствующим о существовании в сложнодислоцированном комплексе макро-, а возможно, и мегаскладок F_1 . Ориентировка мелких складок F_1 не дает возможности судить об ориентировке соответствующих им макроскладок. По форме макроскладки F_1 , так же как микро- и мезоскладки F_1 , чаще всего будут близки к изоклинальным.

Особенностью микро- и мезоскладок F₂ является параллельность их шарниров и осевых плоскостей шарнирам и осевым плоскостям макроскладок F2. Эта закономерность выдерживается в пределах одного домена, т. е. в пределах геологического тела, характеризующегося однообразным залеганием поверхностей S₂ и моноклинальным залеганием поверхностей напластования So. Taким образом, частные измерения ориентировки шарниров и осевых плоскостей микро- и мезоскладок F2 на обнажении вполне пригодны для оценки пространственного положения шарниров и осевых плоскостей макроскладок F2 в том домене, где расположено обнажение. В то же время мелкие складки F₂ будут отличаться от макроскладок F2 значением угла между крыльями (а). В системе разнопорядковых складок F2 значение α обычно растет по мере увеличения размера складок, поэтому α в макроскладках F₂, как правило, больше а в соответствующих им микро- и мезоскладках (рис. 32).

Микро- и мезоскладки F₃ (F₄, F₅, ...) имеют еще больщее сходство с соответствующими им макро- и мегаскладками. Сопоставляя зарисовки микро- и мезоскладок, очерченных поверхностями S₂ с макро- и мегаизгибами поверхностей S₂, отчетливо выделяющимися на крупно- и среднемасштабных геологических картах, можно видеть, что во многих случаях самые различные по размеру складки имеют примерно одинаковую форму и пространственную ориентировку. Нередко мелкие складки F₃ являются уменьшенными копиями (моделями) значительно более крупных складчатых форм. Такое соответствие формы и ориентировки возникает, в частности, в тех случаях, когда и мелкие, и крупные складчатые формы связаны с одной и той же системой субпараллельных сдвигоьых нарушений. Более сложны соотношения микро- и мезоскладок с макро- и мегаскладками, если крупные складчатые формы обнаруживают связь с системами разрывов двух и более направлений. Однако и в этом случае особенности морфологии крупных складчатых форм довольно точно отражаются микро- и мезоскладками. Степень подобия разномасштабных складок F_3 в значительной мере зависит от того, насколько однородным в структурном отношении был блок, подвергавшийся деформациям послескладчатого структурного парагенезиса и, в частности, насколько однообразным было залегание поверхностей S2. Если направление и угол наклона этих поверхностей стабильны, степень сходства разномасштабных складок послескладчатого структурного парагенезиса может быть очень высокой и наблюдения над мелкими складками в обнажениях могут быть экстраполированы на большую площадь.

Результаты детального изучения мезо- и микроструктур на ключевых обнажениях и данные о геометрии и ориентировке макроструктур позволяют приступить к синтезу данных по тектонике исследованного района. Такой синтез предполагает всестороннее

Таблица 2

Структурная эволюция Мамско-Бодайбинской толщи [по Флаассу А. С., 1975 г.]

Этал де- фор- ма- ции	Характер складчатых структур	Метаморфизм, тектонические разрывы	Текто ничес- кий цикл
	Системы эшелонированных конических флексурообразных изгибов F ₄ , генетически свя- занные с разделяющими их зо- нами рассланцевания (зонами сдвигов) Открытые, реже брахиформ-	Постепенное снижение температур, консолидация толщи, процессы ре- грессивного метаморфизма. В конце этапа — формирование разрывных на- рушений Возникновение основной массы	ский
	ные складки F ₃ — главные структурные формы Мамской кристаллической толщи	гнейсо-гранитов и пегматитов, раз- витие которых четко контролируется наложенными складчатыми формами	Геринн
11	Сжатые линейные складки <i>F</i> ₂ с пологозалегающими осе- выми плоскостями и парал- лельной осевым плоскостям кристаллизационной сланцева тостью	Интенсивное прогревание толщи полная метаморфическая переработ ка пород с образованием кристал лизационной сланцеватости. Возник новение высокотемпературных мине ральных ассоциаций в парапорода: Мамской кристаллической полосы	X
I	Собственно геосинклиналь ная складчатость. Сжатые ли нейные складки F ₁ с круте наклоненными осевыми плос костями	 Региональный метаморфизм зеле носланцевой фации, кливаж осево плоскости с планпараллельным рас положением чешуек серицита и хло рита. В конце цикла — надвиги, си стемы трещин скалывания и отрыв 	каледонский

использование кроме собственно структурных данных материалов по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и другим аспектам геологии района и должен привести к созданию цельного представления об этапах формирования тектонической структуры, проявленной в пределах района тектонической зональности и соотношениях между тектонической структурой района и структурой региона, составной частью которого является изучаемый район.

С какой бы детальностью и мастерством ни были выполнены полевые структурные исследования, интерпретация структурных данных всегда будет зависеть от общих воззрений исследователя относительно характера эволюции тектонической структуры сложводислоцированного комплекса. При расшифровке конкретной тектонической структуры можно взять за основу и приведенную выше схему соотношения структурных парагенезисов (гл. 2), и предложенную Ю. В. Миллером [1977] схему развития деформационпого цикла, и разработанную В. С. Буртманом [1976] схему стадий деформации многократно деформированных комплексов, и, конечно, другую подобного рода схему, если она достаточно хорошо объясняет тектонические особенности района. Но в любом случае схема должна проходить в процессе исследования критическую проверку. По мере накопления новых данных в нее могут быть внесены коррективы, а при необходимости и существенные изменения.

Этапы формирования тектонической структуры (или этапы деформации) должны быть по возможности скоррелированы с явлениями метаморфизма. Примеры такой корреляции показаны в табл. 2, 3.

Устанавливая возраст тектонических структур, исследователь должен считаться с тем, что проблема определения времени формирования отдельных структурных форм и структурных парагенезисов в целом очень сложна. О времени образования тектонических структур в фундаменте древних платформ, выступах фундамента фанерозойских складчатых областей, в геосинклинальных и орогенных комплексах нередко приходится судить по возрасту «запечатывающих» эти структуры магматических тел или же по возрасту аналогичных дислокаций в более молодых комплексах. Многие элементы структурных парагенезисов, такие как крупные сколовые поверхности в раннескладчатом структурном парагенезисе, развиваются длительно, и период формирования структурного парагенезиса может растягиваться на большой интервал времени, измеряемый миллионами и десятками миллионов лет.

4.1.6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАЛЬНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Первостепенная задача крупномасштабной геологической съемки - создание достоверной хорошо обоснованной стратиграфической схемы -- становится исключительно трудной в тех случаях, когда объектом исследования являются сложнодислоцированные и в особенности сложнодислоцированные лишенные органических остатков комплексы. Применяемая в таких условиях методика определения нормальной стратиграфической последовательности и мощности отложений, основанная на послойном описании кажущихся наиболее представительными протяженных «опорных» разрезов и на корреляции этих разрезов, не может считаться достаточно надежной, поскольку приводит разных исследователей, изучающих один и тот же район, к различным, зачастую плохо сопоставимым стратиграфическим схемам. Почти для каждого района развития сложнодислоцированных комплексов существует несколько вариантов стратиграфической последовательности отложений, что свидетельствует о глубоких пробелах в познании геологического строения таких районов и заметно снижает эффективность поисковых работ.

Распространенной ошибкой исследований является включение. одной и той же толщи, пачки или пласта в различные стратиграфические подразделения разреза и, как следствие, существенное преувеличение истинной мощности отложений. При этом одни и те же исходные отложения предстают на разных уровнях разреза в новом качестве: они «отличаются» или порядком напластования составляющих их более дробных литологических подразделений (вследствие того что одни и те же отложения встречаются по линии разреза в нормальном и опрокинутом залегании), пли общим набором (отдельные элементы разреза могут выпадать в связи с послойными срывами), или степенью метаморфизма пород, или же, наконец, мощностью, нередко определяемой без учета сложности тектонической структуры. Результатом такого подхода является выделение на ограниченной площади большого числа свит, подсвит, толщ, пачек и появление на геологических картах общирных полей с крутым моноклинальным залеганием пород.

Столь же распространены ошибочные заключения о быстрой фациальной изменчивости толщ по простиранию, являющиеся следствпем отождествления кливажа осевой плоскости со слоистостью пород. Подобные ошибки легко сделать при составлении разрезов по маршрутам, пройденным по логам и ущельям, орпентированным вкрест простирания кливажа. Вместо закономерной смены одной толщи (пачки) другой в направлении погружения (или восстания) серии параллельных складок на геологической карте необоснованно рисуются резкие фациальные переходы внутри «единого» стратиграфического подразделения.

Характеризуя сложнодислоцированные комплексы, геологи очень часто оперируют в своих описаниях толщами огромной, многокилометровой, мощности. Однако накапливается все больше и больше данных о том, что и профили длиной несколько километров, и площади в десятки и сотни квадратных километров могут быть образованы толщами весьма небольшой мощности (десятки и первые сотни метров), собранными в системы разнопорядковых складок. Соскладчатые разрывы разделяют сложнодислоцированные комплексы на ряд тектонических чешуй, которые содержат одинаковые элементы стратиграфического разреза. Известны многочисленные примеры, когда пачки с истинной мощностью всего несколько метров и видимой мощностью 10—20 м слагают участки, занимающие значительную долю общей площади сложнодислоцированного комплекса.

В последние годы представления о многокилометровой мощности отложений, участвующих в строении сложнодислоцированных комплексов, все чаще подвергаются критике. Так, при изучении стратиграфии архейских образований Алдана «многотолщная (многосвитная) модель» стратиграфии архея (мощность до 60—80 км), базирующаяся на складчато-моноклинальной модели его тектоники, постепенно теряла своих сторонников и уступала место малотолщной (малосвитной) модели стратиграфии (мощность до 10—15 км), вытекающей из «полноскладчатой модели» тектоники,

а в последнее время у исследователей Алдана получает признание «ультраскладчатая (синформно-антиформная) модель» тектоники (лежачие изоклинальные складки, повторно смятые в открытые складки), которая также исходит из сравнительно небольшой мощности дислоцированных архейских толщ [Черкасов Р. Ф., 1976 г.]. Г. С. Поршняков отмечает выявленное в Туркестанском хребте «... катастрофическое уменьшение оценок мощностей силурийских отложений, идущее параллельно с повышением детальности исследований» [Поршняков Г. С., 1973, с. 17]. Согласно Н. М. Джоноридзе [1976 г.], многоярусное и линзообразное залегание пластов в разрезе шахтных полей на месторождениях калийных солей Предкарпатья является следствием чешуйчатой тектонической структуры месторождений (рис. 65). Число калийных пластов в соленосной толще и общая мощность соленосной толщи Предкарпатья сократились, по данным новейших исследований, в несколько раз.

Таким образом, изучение стратиграфии сложнодислоцированного комплекса не может быть успешным, если предварительно не расшифрована его тектоническая структура. На площади распространения комплекса должны быть выявлены все сколько-нибудь значительные разрывные нарушения, определены контуры тектонических зон, число и соотношения главных тектонических пластин, а в каждой пластине — форма и ориентировка макроскладок, их взаимное расположение и последовательность образования.

Реконструкцию сводного стратиграфического разреза комплекса следует начинать с установления порядка залегания пачек (пластов) в каждой зоне. За опорный элемент разреза принимается литологический репер, и разрез наращивается в обе стороны от репера так, чтобы в нем был представлен весь набор литологических единиц (пластов и пачек), обнаруженных на площади зоны. Если литологических реперов в тектонической зоне несколько, необходимо выяснить порядок чередования пород, залегающих между реперами, а также в интервалах между реперами и тектоническими границами зон, т. е. четко определить положение литологических реперов в разрезе зоны. Поскольку основные черты структуры зоны к этому времени уже известны, обычно удается составить довольно точный разрез-пересечение через тектоническую зону с отражением на нем второстепенных складок и разрывов, выявленных при детальном изучении залегания пачек и пластов. На основе такого разреза-пересечения по каждой зоне создается схема последовательности залегания стратиграфических единиц. Это фрагмент будущей стратиграфической колонки сложнодислоцированного комплекса, в котором, как правило, положение подошвы и кровли разреза еще не установлено.

Чтобы определить общую последовательность всего набора литологических единиц, выявленных на изученной площади сложнодислоцированного комплекса, необходимо скоррелировать разрезы тектонических зон. С достаточной надежностью задача может быть решена в том случае, если имеется серия «переходных мостков» ---



литологических реперов, позволяющих шаг за шагом увязать между собой разрезы зон, относящихся к одной и той же тектонической пластине, а затем увязать разрезы тектонических пластин.

Истинная мощность комплекса отложений определяется как: сумма истинных мощностей составляющих его пачек, мощность последних, в свою очередь, -- как сумма истинных мощностей слагающих пачку литологических репёров и других пластов. Истинная мощность этих элементарных составляющих разреза может быть рассчитана в тех частях складчатой зоны, где система склалок деформирует ненарушенную (т. е. не сдвоенную, не осложненйую послойными или другими разрывами) последовательностьстратиграфических единиц. В качестве опорных должны быть взяты небольшие (с незначительной видимой мощностью) фрагменты сводного разреза-пересечения, которые представлены набором литологически различных пластов и пачек. Участки с «циклическим» строением могут оказаться пакетами мелких чешуй или складокчешуй. Принятые без достаточных оснований за элементы нормального стратиграфического разреза, они неизбежно приведут к. ошибкам при построении общей стратиграфической схемы.

До настоящего времени не выработано четких принципов, слелуя которым можно было бы определять мощность сильнодислоцированных пластов. Принято считать, что в складках скалывания, именуемых также складками ламинарного течения, которые, Как. было показано выше, являются наиболее типичными складками ранне- и позднескладчатого структурных парагенезисов, первоначальная мощность пласта соответствует так называемой осевой: мощности, измеряемой в профильном сечении складки вдоль следа осевой поверхности, т. е. примерно в направлении кливажа. Однако, как показали эксперименты Е. И. Паталахи, в замковой части складки осевая мощность близка к удвоенной мощности первоначального слоя, в то же время на крыльях она резко сокращена. Это приводит к выводу, что в деформированном в условиях ламинарного течения слое невозможно выделить пересечения для измерения первоначальной мощности. Кроме того, указывается, что в реальных природных складках параметр «осевая мощность» вообще не является постоянным, поскольку кроме складок с осевой мощностью, уменьшающейся в направлении от замка к крыльям, имеются складки с выдержанной в любой части складки осевой мощностью и складки, осевая мощность которых по направлениюк крыльям постепенно увеличивается [Паталаха Е. И., 1970 г.]. Практическим следствием из замечаний об осевой мощности является вывод о необходимости уменьшать исходную мощность пласта примерно в два раза по сравнению с «осевой мощностью», измеренной в замковой части профильного сечения складки. Судя по схемам, приводимым А. Н. Казаковым [1976, с. 75], на крыльях складок ламинарного течения «осевая мощность» также будет в большинстве случаев превышать исходную и последняя в первом приближении может быть измерена по нормали к почве или кровле пласта.



Рис. 66. Определение истинной мощности пласта в профильном сечении кливажной складки. Пояснения в тексте.

Недавно Л. М. Плотниковым было показано, что осевая мощность пласта равна его первоначальной мощности только в том случае, если поверхности скалывания перпендикулярны к исходной поверхности пласта (рис. 66). При косом расположении поверхностей скалывания, т. е. при наклонном (а не перпендикулярном) по отношению к исходчому пласту положении осевой поверхности складки, первоначальная (истинная) мощность пласта равна осевой мощности, умноженной на синус угла падения поверхностей скалывания (поверхностей кливажа). Таким образом, за основу при расчете истинной мощность, т. е. мощность, измеренную в профильном сечении складки параллельно следу поверхностей S_2 (рис. 66). Истинная мощность рассчитывается по формуле $M_{\rm ист} = M_{\rm oc} \sin \beta$, где β — угол падения поверхностей S_2 .

Определение истинной мощности пласта можно проводить в произвольных (косых) сечениях кливажных складок F_2 при условии, что на обнажении, где производится измерение, отсутствуют складки F_1 (и, следовательно, есть уверенность, что пласт не сдвоен), а кливажные поверхности S_2 плоские (рис. 67). Расчеты ведутся по формуле

$$M_{\rm BCT} = M_{\rm oc, BH, t} \sin \varphi \sin \beta,$$

где $M_{\rm нст}$ — истинная мощность пласта; $M_{\rm oc. вид}$ — видимая мощность пласта, измеренная на дневной поверхности в направлении, параллельном следам кливажных трещин; φ — угол, измеренный в плоскости кливажа (S_2) между шарниром кливажной складки (L_{F_a}) и следом плоскости кливажа (L'_{S_2}) на дневной поверхности; β — измеренный в профильном сечении угол между следом пло-



Рис. 67. Определение истинной мощности пласта в косом сечении кливажной складки. Пояснения в тексте.

скости кливажа (L_{S_0}) и следом слоистости (L_{S_0}) на крыле, непараллельном кливажу.

Для определения мощности пачек нужно в пределах изучаемого участка иметь хотя бы одну пачку, строение которой известно во всех деталях, т. е. известны все слагающие ее пласты, а мощность каждого пласта определена. Сравнивая исходную мощность такой пачки (сумму мощностей образующих ее пластов) со средней шириной выхода пачки на дневной поверхности, можно рассчитать корректирующий коэффициент (обычно равный 5—10), позволяющий определять исходную мощность пачек по их видимой мощности (ширине выхода), и тем самым определить общую мощность нормального стратиграфического разреза.

Чтобы установить истинную стратиграфическую последовательность отложений, необходимо найти литологические признаки кровли и почвы пластов, поскольку другие данные, позволяющие судить об истинной стратиграфической последовательности: гипсометрическое положение одних пачек над другими в условнях пологого залегания, соотношения кливажа и слоистости, рисунок аспмметричных складок — могут относиться к опрокинутым крыльям типичных для сложнодислоцированных комплексов ранних лежачих складок (складки F_1 , входящие в $\Pi\Gamma$ -I) и будут в связи с этим причиной неверных стратиграфических построений.

Следует, в заключение, упомянуть об особенностях использования закономерностей рисунка асимметричных складок при изучении неоднократно и сложнодислоцированных комплексов. Согласно известному правилу, «правый рисунок асимметричных складок означает, что справа от точки наблюдения, т. е. от обнажения, располагается ядро антиклинали, а слева соответственно ядро



Рис. 68. Схема, иллюстрирующая возможность использования рисунка асимметричных складок для определения стратиграфической последовательности отложений.

I — нормально залегающие крылья складок F_1 ; 2 — опрокинутые крылья складок F_1 ; 3 — разрывы (границы тектонических чешуй); 4 — кливажные поверхности S_2 ; 5 — контуры макроскладок F_2 . Остальные пояснения в тексте.

смежной синклинали. Говоря иначе, правый рисунок свидетельствует, что рассматриваемое обнажение располагается в левом крыле антиклинали или в правом крыле смежной синклинали» [Геологическая съемка..., 1980, с. 70]. Эмпирически установленная закономерность справедлива, по-видимому, во всех случаях, когда асимметричные складки являются складками первой генерации и формируются в толще (комплексе) недислоцированных или слабодислоцированных пород, сохранивших нормальное залегание. Такие условия будут выполнены, если изучаются асимметричные складки раннескладчатого структурного парагенезиса на тех участках, где он не переработан структурными элементами позднескладчатого структурного парагенезиса или же в тех случаях, когда изучаются асимметричные складки позднескладчатого структурного парагенезиса, развивающиеся в нормальном крыле более древней складки-чешуи (рис. 68). Если же исследуются асимметричные мезоскладки, развивающиеся в опрокинутом крыле более древней макроскладки, принадлежащей раннескладчатому структурному парагенезису, то рисунок мезоскладок позволяет установить лишь положение анти- и синформ, что, естественно, не дает возможности делать заключения об истинной стратиграфической последовательности рассматриваемых отложений.

Однако и в тех случаях, когда асимметричные мезоскладки наблюдаются в нормальном крыле складки-чешуи F_1 , выводы о стратиграфической последовательности, сделанные на основе изучения рисунка асимметричных складок, будут справедливыми только для данной складки-чешуи. За пределами этой чешуи, «ниже» по разрезу могут залегать более молодые породы, а «выше» по разрезу — более древние породы, принадлежащие к другим тектонических складкам-чешуям.

4.2. ПРИМЕРЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В этом разделе приведено краткое описание результатов исследования на нескольких участках, сложенных интенсивно дислоцированными докембрийскими метаморфическими образованиями. Все эти участки относятся к выступам фундамента в областях фанерозойской складчатости; развитые в пределах участков толщи имеют докембрийский возраст, в то время как разрывные и складчатые дислокации отражают различные этапы переработки фундамента и являются в основном палеозойскими. Участки отличаются друг от друга по рельефу и условиям обнаженности, но имеют одну общую особенность: сложность их тектонической структуры маскируется внешне простым структурным рисунком.

Процесс изучения каждого из охарактеризованных участков был весьма трудоемким. Таким же тяжелым, требующим больших затрат времени и сил, является начальный период исследования любого тектонически сложного района. До тех пор пока не выявлены основные литологические реперы, не найдены ключевые обнажения, позволяющие судить о последовательности образования структурных форм, пока неизвестен общий стиль тектонической структуры, хотя бы на небольшой площади, и не расшифрованы структурные парагенезисы, невозможно вести планомерное и достаточно быстрое картирование сложнодислоцированных комплексов в масштабах 1: 50 000 или 1: 25 000. В то же время, как показывает опыт исследований в Улутау, на Сангиленском нагорье, в Киргизском хребте и во многих других районах, детальная геопогическая съемка масштаба 1:25 000 на удачно выбранной территории площадью всего лишь несколько десятков квадратных километров дает прочную стратиграфическую и тектоническую основу для составления крупномасштабных карт по рудным (горнопромышленным) районам и новое освещение геологии целых регионов.

4.2.1. УЛУТАУ. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УЧАСТКА БАЛА-ЖЕЗДЫ

Выходы докембрийских метаморфических пород занимают обширные площади в ядрах герцинских поднятий Улутауского массива. Эти поднятия, известные под названиями Северный, Центральный и Южный Улутау (включающий Карсакпайский и Эскулинский выступы), прослеживаются с севера на юг более чем на 250 км при ширине до 90 км. Древнейшие толщи сложнодислоцированного комплекса выходят в крайней восточной полосе массива, образуя Улутауский антиклинорий.

Структурные парагенезисы Улутауского антиклинория были изучены на одном из ранее хорошо исследованных [Филатова Л. И., Богатырева Н. А., 1971 г.] участков — Бала-Жезды (Карсакпайский выступ) площадью около 20 км² по обоим берегам рек КайРис. 69. Схема строения Карсакпайского выступа (по Ю. А. Зайцеву и Л. И. Филатовой [1971 r.]).

1 — участки сплошного развития платформенного кайнозойского чехла: 2 — средний и верхний палеозой (на востоке — в пределах Джезказганской владины); 3 — палеозойские гранитоиды; 4 — нижний палеозой, аналоги вендского комплекса и верхний рифей в пределах Байконурского синклинория; 5 -верхний протерозой в пределах Майтюбинского антиклинория; 6-7 - нижний протерозой: 6 - карсакгайская и аралбайская серии в пределах Карсак-пайского синклинория, 7 иралбайская и бектур-ганская серии в пределах Улугауского антиклинория: 8 - основные разломы и зоны разломов; 9 основание среднего палеозоя: 10 - участок Бала-Жезды.

кан-Карасу и Бала-Жезды (рис. 69-71), в 70 км западнее г. Джезказган. Основу исследований составляли детальные геологосъемочные работы, сопровождаемые специальными структурными наблюдениями. На ключевых участках и опорных обнажениях детальность исследований отвечала масштабу 1:5000 и крупнее. Магнитомаршрутно-площадные разведочные работы с целью прослеживания от-



дельных структур на глубину были проведены на всей изучен-ной площади.

С этапами деформации Улутауского антиклинория связаны складкообразование и развитие трещин и разрывов, закономерно ориентированных относительно соответствующих систем складок. Не в каждом из структурных парагенезисов удается выделить и складки, и разрывы, но в целом понятие «структурный парагенезис» для участка Бала-Жезды охватывает: 1) систему складок разного порядка, но одной генерации, со всеми их элементами, как реальными (крылья, замок, ядро и т. д.), так и геометрическими (осевая поверхность, шарнир, зеркало); 2) систему упорядоченных текстур, либо участвующих в складчатости, либо образовавшихся в ее процессе (слоистость, метаморфическая полосчатость, кливаж, сланцеватость); 3) систему трещин и разломов, а также ограниченные ими тектонические блоки.

Обнаружение элементов последовательных структурных парагенезисов происходит на этапе изучения ключевых обнажений, которые четко выделяются на фоне общей слабой обнаженности и несут основную информацию о морфологии и соотношении тектонических структур. Изучение ключевых обнажений на всей площади участка, геологическая съемка, анализ геологической карты позволили выделить 5 структурных парагенезисов.

Первый этап деформации приводит к развитию лежачих изоклинальных складок и соскладчатых надвигов. Эти структуры



Рис. 70. Геолого-структурная карта участка Бала-Жезды.

1 — нижнекаменноугольные осадочные породы; 2 – дайкообразные тела порфировидных граноднорнтов раниепалеозойского возраста; 3-6 — протерозойские метаморфические породы: 3 — пачка мусковятовых сланцев, 4 — пачка кварц-альбитовых сланцев, 5 — пачка ак-Ды: 3 — пачка мусковптовых сланцев, 4 — пачка кварц-альонтовых сланцев, 5 — пачка ак-тинолитовых сланцев, 6 — маркирующие горизонты, дешифрированные по ээрофотосним-кам; 7 — зоны окварцевания и карбонатизации; 8 — оны устойчивой ориентировки полос-чатости: а — наклонной, 6 — вертикальной; 9—21 — элементы структурных парагеневаксов: 9 — пятый этап деформации, безамплитудные разрывы Р₈; 10—14 — четвертый ятап дефор-мации: 10—13 — разрывные марушения Р₄ (10 — надвиги, 11 — сдвиги, 12 — взбросы, 13 — зоны трещиноватосги), 14 — тектонические пластины; 15—16 — третий этап деформации; 15 — шариновые зоны складок сланцеватости F₄ (а — синформ), 16 — зоны Зоны трещиноватости), 14 — тектонические пластины; 15—16 — третин этап деформация; 15 — шаринриые зоны складок сланцеватости F_3 (а — синформ, б — антиформ), 16 — зоны устойчивой ориентировки сланцеватости (а — крутопадающей — 50—80°, б — пологопадаю-щей — 10—50°); 17—19 — второй этап деформаций; 17 — безамплитудные разрывы P_3 , 18 — 2004 преционатости 12 — тоны устойчивей ориентировки шаринов законско сударов P_3 , 18 пати 19—307); 17—19— второн этип деформации; 17— осзамилитудные разрывы F_{0} , 13— зоны трещиноватости. 19—30ны устойчивой ориентировки шаринров закрытых складок F_{0} (а—наклонной, б—горизонтальной); 20—21— первый этап деформации (20— надвиги F_{1} , 21— след осевой поверхности изоклинаяций складки F_{1}); 22— стратиграфияеские и интрузивные контакты; 23 - ориентировка полосчатости и сланцеватости пород на разрезе. 6, в, г на карте и разрезе – тектонические яластины (надвиговые нешуи); К-«Куэста».

выявляются с большим трудом, так как относятся к реликтовым в условиях последующего неоднократного смятия толщ. Описание тектонических структур поэтому удобно и целесообразно начать со второго этапа деформации, результаты которого обнаружены практически в каждом обнажении в виде закрытых складок раз-

 13°



a -- 2 ~ 3 . . 4

Рис. 71. Слема дешифрирования аэрофотоснимков по участку Бала-Жезды: 1 — разрывные нарушения (а — легко дешифрируемые, б — различимые менее четки): 2 — контуры геологических тел; 3 — линии выходов пластов; 4 — долина р. Бала-Жезды.

ного порядка. К этому этапу относятся и крутопадающие разломы. Структуры третьего этапа — открытые складки — различимы в обнажениях и в целом на площади участка. При прослеживании пачек, некоторых зон трещиноватости и гидротермального изменения обнаруживаются тектонические пластины, ограниченные протяженными надвигами; они выявляются и при изучении разреза. Их развитие связано с четвертым этапом деформации. Поздние флексурные изгибы и безамплитудные разломы обнаруживаются при дешифрировании аэрофотоснимков, анализе геологической и топографической карт. Они отражают воздействие пятого этапа деформации.

Вещественные комплексы и их распространение на площади. Улутауский антиклинорий сложен кристаллическими сланцами и гнейсами бектурганской и аралбайской серий, относящимися к раннепротерозойским [Зайцев Ю. А., Филатова Л. И., 1971 г.]. По данным Л. И. Филатовой и Н. А. Богатыревой, на участке Бала-Жезды докембрий представлен тремя свитами бектурганской серии (здесь и далее в тексте разрезы описываются снизу вверх): кайкан-карасуйской (альбитовые гнейсы и подчиненные им амфибол-хлорит-альбитовые сланцы), урнекской (амфиболовые и серицит-хлорит-альбитовые сланцы, подразделенные соответственно на две подсвиты, начинающиеся с прослоев мраморов и кварцитов). айтекской (мусковит-альбитовые сланцы с лодчи-



Рис. 72. Реконструкция разреза по левобережью р. Бала-Жезды.

1 — порфировидные гранитонды; 2 — мусковитовые сланцы; 3 — кварц-альбитовые сланцы; 4 — актинолитовые сланцы; 5 — хлорит-мусковитовые сланцы; 6 — эпидот-мусковит-кварцальбитовые сланцы; 7 — след позднего надвига; 8 — следы крутопадающих разломов; 9 след раннего надвига.

ненными кварцитами и мраморами). Свиты залегают согласно; породы их прогрессивно метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

Детальные исследования показывают, что участок Бала-Жезды сложен тремя литологически разнородными пачками пород. Порядок напластования не может считаться до конца установленным и принимается несколько условно, исходя из относительнопологого залегания сложных слоев (см. разрезы на рис. 70, 72). Пачка актинолитовых сланцев, соответствующая нижней подсвите урнекской свиты, отличается изменчивостью состава пород поразрезу. В ее верхах присутствуют горизонты эпидот-мусковиткварц-альбитовых и хлорит-мусковитовых сланцев; очень редки и невыдержаны по простиранию маломощные пропластки магнетитовых и графитовых кварцитов. Актинолитовые сланцы широкой (700 – 1000 м) субмеридиональной полосой протягиваются вдоль Западно-Улутауского разлома (рис. 69, 70), заходя на запад по углублениям рельефа в бортах долины р. Бала-Жезды. На западе участка они выходят на поверхность тоже в понижениях рельефа по берегам р. Кайкан-Карасу и ее притоков. Для этих пород характерны как массивная, так и полосчатая текстуры. В основе последней — первичная слоистость, подчеркнутая развитием минералов по сланцеватости. Выделяются три стадии минералообразования: 1 — актинолит, эпидот, хлорит, гематит; 2 альбит второй генерации (альбит-2); 3 -- кварц поздней генерации и карбонат.

Средняя пачка однородна по составу и представлена только кварц-альбитовыми сланцами, которые обнажаются на всех водораздельных участках и особенно широко на западе изученной площади. Эта пачка соответствует верхней подсвите урнекской свиты. Кварц-альбитовые сланцы неоднократно (минимум дважды) окварцованы, причем наиболее интенсивному окремнению предшествовало брекчирование породы. Цемент обломков сложен катаклазитами и милонитами. Полосчатые текстуры связаны с различной зернистостью смежных прослойков и слегка подчеркнуты развитием по сланцеватости: 1 — мусковита (серицита), хлорита; 2 — биотита и альбита-2 с резко удлиненными зернами; 3 — кварца поздней генерации.

Верхняя пачка, близкая по объему к айтекской свите, сложена в основном мусковитовыми сланцами. Эти породы обнажаются широкой (до 1,5 км) субмеридиональной полосой в центре участка. Мусковитовые сланцы в отличие от актинолитовых и кварцальбитовых — хорошо рассланцованные породы. Характерна приуроченность к полям их развития филлонитов, причем последние развиты не только в определенных зонах, но и участками без четких ограничений. Хорошо видно, что началом процесса филлонитизации является кливажирование. Слоистость едва заметна по различной зернистости слойков. Позже слоистых минералов по кливажным трещинам развиваются удлиненный альбит, а затем кварц.

Структуры второго этапа деформации. Закрытые («линейные») складки рассматривались исследователями Улутауского антиклинория как доминирующие складчатые формы полного развития. Остальные разновидности, если их присутствие отмечалось, чаще всего относились к мелким усложнениям линейных складок, к приразломным экзотическим проявлениям.

Лучше всего проявлены закрытые складки в актинолитовых сланцах с полосчатой текстурой. Полосчатость смята в мелкие (сантиметры, дециметры) складки, так же смяты кварцевые прожилки. Трещины кливажа (S_2) субпараллельны осевым поверхностям складок. Типичные складки имеют крылья длиной 20— 30 см, коэффициент асимметрии $K_{\rm ac} = 1,5 \div 2$, угол между крыльями $\alpha = 30 \div 40^{\circ}$; шарниры погружаются на северо-запад под углами 5—15°. Несколько реже удается наблюдать сжатые мезоскладки, ширина которых достигает 7 м, длина коротких крыльев 3,5 м, длинных – 8 м, $K_{\rm ac} > 2$.

В кварц-альбитовых сланцах в районе «Куэсты» (рис. 70, 71) развиты только очень мелкие (сантиметры) сильно сжатые складки. Крылья их очень часто сорваны, проявлены брекчирование и будинаж в замках. Аналогичные складки видны в этих же породах западной половины участка. Их шарниры севернее приразломной зоны северо-западного сдвига погружаются на север-северозапад под углами, уменьшающимися от 20—15 на юге до 10° на севере участка. Южнее приразломной зоны шарниры однообразно погружаются в южных румбах под углами 30--40° (рис. 73, *а*). Западный контакт между нижней и средней пачками южнее сдвига почти на всем протяжении прямолинейный, крутой; характерны субвертикальные падения полосчатости и осевых поверхностей мелких складок. По-видимому, эта часть контакта на эрозионном срезе совпадает с ядром линейной сжатой макроскладки (шириной до 100 м).

В актинолитовых и кварц-альбитовых сланцах в сжатые складки смята, как правило, полосчатость, а в мусковитовых сланцах кварцевые прожилки и внутрипластовые контакты, при этом про-



метрического анализа на стереосетке участка Бала-Жезды. *а* – стереограмма шарниров мезоскладок:

а стереограмма шарниров мезоскладок; 6 стереограмма полюсов поверхностей кливажа; 6 «представительная» складка слаицеватости; 1 — полюса поверхностей кливажа (слаицеватости); 2 шарниры складок на северном участке; 3 с шарниры складок на южном участке; 4 расчетный шариир складок слаицеватости.

слои хлоритовых сланцев часто представлены цепочками будин размером до нескольких метров.

01 \$2 \$3 OL2 4

В северной половине участка мусковитовыми сланцами сложен невысокий уступ протяженностью около 150 м (рис. 74). У восточного края обнажения поверхности сланцеватости имеют общий наклон к запад-юго-западу и образуют открытые складки шириной несколько метров с шарнирами, полого погружающимися к северо-западу. Западнее наблюдается устойчивое падение поверхностей сланцеватости на запад-юго-запад под углом 30—50°. местами нарушенное волнообразными изгибами. В центральной части обнажения видны кварцевые прожилки, собранные в закрытые складки (точки 1--4 на рис. 74), осевые поверхности которых



Рис. 74. Поздние (оконтурены штриховыми линиями) и ранние (в точках 1-4) складки в мусковитовых сланцах правобережного обрыва р. Бала-Жезды. Вид с севера.

q — кварцевые прожилки.

ориентированы параллельно поверхностям сланцеватости (S₂), развившейся, вероятно, по кливажным трещинам.

Таким образом, при изучении ключевых обнажений выявлены основные морфологические особенности тектонической структуры участка — существование закрытых складок со сланцеватостью, в свою очередь смятой в пологие волны разной ширины.

Параллельно кливажным поверхностям в толще актинолитовых сланцев вблизи зоны Западно-Улутауского разлома развита система крутопадающих малоамплитудных разрывов и зон трещиноватости. Самая мощная из них имеет ширину от 10 до 80 м (обычно 30-40 м) и проходит в субмеридиональном направлении через весь участок. Внутри нее встречаются брекчированные породы и катаклазиты, но преобладают интенсивно рассланцованные, листоватые сланцы. Падение сланцеватости на запад под углом около 70°. Так же падают плоскости разрывов (P_2), что устанавливается по отдельным непосредственным измерениям и по измерениям отпрепарированных пластов кремнистых пород мощиостью до 3 м, развившихся в результате окварцевания межтрещинных участков. Грубый кливаж разлома характерен только для толщи актинолитовых сланцев; зоны трещиноватости в средней и верхней пачках наблюдаются, но проявлены они не столь резко.

Структуры третьего этапа деформации. Открытые складки прослеживаются во всех пачках, но лучше всего видны в мусковитовых сланцах (рис. 74). Этими породами сложены обрывы левого берега р. Бала-Жезды в центре участка. В направлении с востока на запад ориентировка сланцеватости меняется от 245–270°/70— 80° до 230-280°/10-20°. Такие флексурные изгибы (замки складок сланцеватости) подчеркиваются нишами выветривания размером 2-3 м. Шарниры перегибов субгоризонтальны. Наблюдаются и мелкие (сантиметры) отпрепарированные волны сланцеватости. На площади развития мусковитовых сланцев (рис. 70) че-

редуются полосы круто- (углы падения 50--80°) и полого-(10-50°) падающей к запад-юго-западу сланцеватости. Ширина их варьирует от 100 до 500 м (обычно около 400 м), меняясь даже в пределах отдельной полосы, причем этим вариациям сопутствуют, как правило, изменения в простирании сланцеватости. Закономерное чередование участков с изменяющимися углами падения сланцеватости может быть объяснено ее складчатостью, а условные границы полос (рис. 70) являются при этом следами осевых поверхностей складок сланцеватости. Примерно одинаковая ширина полос связана с симметричным характером складок, длина крыльев которых, таким образом, близка к 400 м. Угол между крыльями определяется переходом от крутых падений сланцеватости к пологим, т. е. от 70- 80 к 20-30°, что соответствует в среднем 130°; осевые поверхности падают в восточных румбах под углами 40—50° (рис. 73, б, в). Геометрический анализ складок. сланцеватости подтверждает, что они симметричны, а их зеркалопогружается в западном направлении под углом около 45°.

Текстура актинолитовых сланцев из субмеридиональной полосы на востоке участка в основном массивная, и складчатость явно не выражена. Там, где все же заметна полосчатость, закономерно (через десятки метров) чередуются субмеридиональные зоны соответственно с большими (до 80°) и средними (30 – 40°) углами ее падений на запад. Можно предположить, что в целом довольно круто погружающаяся на запад пачка смята в открытые. складки шириной около 100 м.

В обнажениях левого берсга р. Бала-Жезды западнее куэсты (рис. 70, 71) кварц-альбитовые сланцы выходят узкой субмеридиональной полосой (с шириной выхода от 20 до 40 м) между мусковитовыми и актинолитовыми сланцами. Контакты круто (55-70°) погружаются в западных румбах, так же падает полосчатость актинолитовых сланцев. Восточнее углы ее падения постепенно выполаживаются (270°/20-30°). Ближе к зоне разломов полосчатость снова очень круто (70-80°) падает к западу, параллельно хорошо обнаженной юго-восточной части контакта между нижней и средней пачками. Субгоризонтальные участки осложнены волнообразной складчатостью. Шарнирные зоны этих складок ориентированы на ССВ, падения крыльев в обе стороны 15-20° (очень открытые волны), примерная ширина складок

Ориентировка полосчатости кварц-альбитовых сланцев на куэсте меняется буквально на каждом квадратном метре, что связано с соскладчатым брекчированием. Тем не менее очевидны и определенные закономерности. Так, на некотором удалении от западного контакта пачки полосчатость (по статистической оценке) характеризуется восточными падениями под углом около 60°, а ближе к восточному контакту — западными (в среднем 30°). Подобные складки, но значительно более высоких порядков (сантиметры) наблюдаются на поверхности сложного слоя кварц-альбитовых сланцев в виде гофрировки. Итак, в центре восточной половины участка с запада на восток прослеживается переход от круто погружающихся на запад слоев к очень пологому их залеганию; затем снова переход к крутому, субвертикальному падению слоев в западных румбах. Налицо фрагмент (крыло) крупной (сотни метров) открытой складки F_3 (см. разрез на рис. 70). Усложняющие его складки разных порядков (от сантиметров до 100 м) сминают в волнообразную поверхность сложные слои, представляющие собой гармонику сжатых складок F_2 правого рисунка с запрокинутыми на восток осевыми поверхностями.

Поверхностями. На западе участка в пачке кварц-альбитовых сланцев по маркирующим горизонтам дешифрированы линейные сжатые макрои мезоскладки F_2 . Ориентировка их зеркал рассчитана с учетом имеющихся измерений шарниров (рис. 70). Очевидно, что поверхиость сложного слоя (совокупность этих зеркал) волнисто изогнуиость сложного слоя (совокупность этих зеркал) волнисто изогнута. Самая широкая (около 600 м) волна-антиклиналь прослеживается к северо-западу от выходов актинолитовых сланцев, образующих ее ядро. Восточное крыло антиклинали очень пологое, западное более крутое (до 40°), оба усложнены волнами высоких порядков. Эти складки малоамплитудны (порядок амплитуд десятки метров), поэтому актинолитовые сланцы выходят на поверхность только в пределах пониженных участков местности и в ядрах наиболее крупных сжатых антиклиналей F_2 .

рах наноолее крупных скатол али или или анных подтверждает на-Интерпретация магниторазведочных данных подтверждает наличие на глубине открытых складок. Невскрытые субгоризонтальвой поверхности тела высокомагнитных актинолитовых сланцев на востоке участка имеют размеры 500 -600 м, а крутопадающие ступени боковой поверхности, во всяком случае, больше чем 300 м. Осевые поверхности складок F₃ падают в восточных румбах под углами 60—70°, их зеркало погружается под углом 30—40° в западных румбах, средний угол между крыльями около 120°.

Структуры четвертого этапа деформации. Этот этап характеризуется развитием покровов в многократно перемятой толще, причем в какой-то степени разлинзование ее подготовлено предшествующими этапами. Так, вероятно, следует понимать то обстоятельство, что надвиги ориентированы приблизительно параллельно зеркалу открытых складок F_3 , т. е. падают на запад. Самая нижняя из тектонических пластин (покровов) на участке (рис. 70, *a*) прослеживается по простиранию в субмеридиональном направлении у сочленения Улутауского антиклинория и Джезказганской впадины. Она перекрывает (по геофизическим данным) на глубине 70—150 м крутопадающую зону Западно-Улутауского разлома приблизительно в 350 м западнее ее выхола наблюдающегося на

поверхности. Следующая тектоническая пластина (б), имеющая в северной части участка мощность более 100 м, примерно на широте куэсты (рис. 70) полностью перекрывается пластиной в, а несколько южнее выклинивается. Ширина выхода кварц-альбитовых сланцев в пластине б 250 м. Они сильно филлонитизированы, местами катаклазированы и интенсивно окварцованы. Северные части пластин падают на запад круче, чем южные; очевидно, и с глубиной их положение может меняться как по простиранию, так и вкрест его (по геофизическим данным угол погружения надвигов у поверхности близок к 25°, а на глубине 400 м -- около 45°). В южной части пластины в актинолитовые сланцы сильнейшим образом окварцованы и карбонатизированы. Подобные зоны гидротермальных изменений проявлены и в других местах, чаще всего по контакту между кварц-альбитовыми и антинолитовыми сланцами со стороны последних. Кое-где окварцевание в зонах захватывает и кварц-альбитовые сланцы, но карбонатизация локализована только в пределах нижней пачки.

Пластины в вертикальном сечении ограничены серией северозападных правых сдвигов. Самый крупный из них (на юго-западе участка) смещает на 500 м относительно друг друга северную и южную части покрова. Выше уже отмечалось различное падение шарниров складок севернее и южнее зоны сдвига. В самой зоне (шириной 500—600 м) ориентировка шарниров часто меняется не только по падению, но и по простиранию. Очевидно, что образование доменов с различной ориентировкой шарниров закрытых складок непосредственно связано с развитием надвигов и сопряженных с ними сдвигов. В результате этого процесса формируются крупные чешуи с клавишным строением — части покровов, разделенные сдвигами, несколько наклонены относительно друг друга. Простирание сдвигов, скорее всего, соответствует направлению движения покровов. Таким образом, на изученном участке чешум последних надвинуты на восток-юго-восток по азимуту примерно 120°.

При движении покровов в них происходят послойные срывы. Подобный срыв непосредственно западнее куэсты привел к локальному взбросу (рис. 70), в результате которого восточная часть поля мусковитовых сланцев оказалась приподнятой (на десятки метров) и одновременно надвинутой на юго-восток, а несколько опустившуюся к северу восточную часть покрова развернуло приблизительно на 25° по часовой стрелке. В привзбросовой части мусковитовые и кварц-альбитовые сланцы брекчированы и сильно альбитизированы. Менее интенсивные срывы при этом произошли по субгоризонтальному контакту между нижней и средней пачками, отдельные отрезки которого брекчированы.

Локальные срывы, фиксируемые как нечеткие зоны трещиноватости и альбитизации, встречаются на западе участка неоднократно.

Структуры пятого этапа деформации. Нанболее поздние из структур, наложенные на сложнодислоцированную консолидированную толщу, в обнажениях практически не фиксируются. Анализ геологической карты (рис. 70) показывает, что зоны устойчивой ориентировки сланцеватости (S_2), безамплитудные разломы и зоны трещиноватости (P_2) , относительно круто погружающиеся участки надвигов (P_4) флексурно изогнуты субпараллельно друг другу, что доказывает региональный характер наложенной складчатости.

На аэрофотоснимках дешифрируется (рис. 71) система довольно протяженных разломов северо-восточного простирания (в основном СВ 60—70°). Их плоскости (P_5) вертикальны и ориентированы субпараллельно осевым поверхностям флексур. Без сомнения, эти, как правило, безамплитудные, самые поздние из зафиксированных, трещины парагенетически связаны с последней складчатостью докембрийской толщи.

Неотектонические движения привели к развитию речных долин вдоль выходов этих разломов на поверхность. Именно по ним проходят русла рек Кайкан-Карасу и Бала-Жезды на их субширотных отрезках, и вблизи них меандрирует р. Бала-Жезды на субмеридиональном отрезке (рис. 71).

Структуры первого этапа деформации. Закрытые асимметричные складки (F2) не являются самыми ранними из проявленных на участке. С одной стороны, в них «запечатаны» изоклинальные мезо- и микроскладки, с другой - при детальном картировании площади «проявляются» реликты крупных изоклинальных складок, на которые наложены как закрытые, так и открытые более поздние складки. Так, в центре восточной половины участка, непосредственно южнее куэсты, удвоение верхней части разреза пачки актинолитовых сланцев в пределах субгоризонтального залегания ее сложного слоя намечается двойным выходом в одном обнажении прослоя (мощностью 2 м) эпидот-мусковит-кварц-альбитовых полосчатых сланцев (рис. 72). Картина несколько искажена локальным надвигом (Р1). Согласно расчетам, западный край покрова, полого падающий на восток, надвинут по вертикали примерно на 20-30 м, а смещение по горизонтали в западном направлении приблизительно 40-50 м. Реконструкция донадвиговой ситуации определенно указывает на наличие в разрезе изоклинальной лежачей складки с длиной крыльев не менее 400 м и осевой поверхностью, близкой по положению к пласту эпидот-мусковит-кварцальбитовых сланцев. Западная часть покрова сложена хлорит-мусковитовыми и лежащими под ними актинолитовыми сланцами, ниже по разрезу обнажаются эпидот-мусковит-кварц-альбитовые сланцы. В юго-восточной части покрова последовательность субторизонтально залегающих пород обратная: хлорит-мусковитовые, актинолитовые, эпидот-мусковит-кварц-альбитовые сланцы. Полный же разрез через обнаженную восточную часть покрова: хлоритмусковитовые, актинолитовые, эпидот-мусковит-кварц-альбитовые, актинолитовые, хлорит-мусковитовые сланцы. Общая сдвоенность разреза очевидна. Продолжение покрова восточнее пересекающего его безамплитудного крутого разрыва (P2) прослеживается с трудом, так как породы находятся в зоне интенсивной гидротермальной переработки (рис. 70). Сложенная в изоклинальные

складки толща перемята, причем видны не только мелкие, но и средние закрытые и открытые складки.

В тесной связи с наличием ранней изоклинальной складчатости рассматривается вопрос о мощности пластов и пачек. Непосредственно измерены 40-метровая мощность верхней (слабомагнитной) части пачки актинолитовых сланцев, а также 20-метровая мощность пачки кварц-альбитовых сланцев. Мощности остальных частей разреза по разным причинам (отсутствие подошвы или кровли на участке, маркирующих горизонтов в сложнодислоцироканных монотонных пачках с массивной текстурой, неравномерная обнаженность) непосредственно подсчитаны быть не могут. Высчитана (с учетом только поздних складок) ширина выхода видимых частей пачек мусковитовых (500-600 м) и актинолитовых (400 м) сланцев. Чтобы учесть эффект увеличения ширины выхода за счет повторения одних и тех же слоев, необходимо ввести корректировочный коэффициент. Он приблизительно определен исходя из нижеследующего. Относительные превышения рельефа в пределах северо-западного поля кварц-альбитовых сланцев 50 м. Сланцы залегают полого с некоторым погружением к северу и с волнообразными осложнениями внутри пачки. Низы их обнажаются на юге, у русла р. Кайкан-Карасу, а верхи (кровля или прикровельная часть) -- на вершинах водораздела (на секере). Учитывая все это, можно быть уверенным, что реальная мощность сложного слоя кварц-альбитовых сланцев 80—100 м. Установленная же истинная мощность 20 м. Корректировочный коэффициент равен 4-5. Зафиксировано удвоение части разреза пачки актинолитовых сланцев. Однако под покровом, в восточной несмещенной части, разрез повторяется еще по крайней мере один раз (рис. 72). Учитывая это, можно считать коэффициент равным 3-4. Других точных данных для подсчета коэффициента нет, поэтому принимаем его равным в среднем 4, утверждая тем самым, что во столько раз (минимально) происходит увеличение данного разреза при изоклинальной складчатости. Это близко к подсчетам В. В. Эза, обобщившего многочисленные данные советских и зарубежных исследователей.

Применяя коэффициент 4, получаем следующие мощности частей разреза, м: 1) пачка актинолитовых сланцев — 140. Нижняя, магнитная часть (видимая) — 100; верхняя, слабомагнитная часть (с различными пропластками) — 40; 2) пачка кварц-альбитовых сланцев — 20; 3) пачка мусковитовых сланцев (видимая часть) — 150. Общая мощность разреза около 300 м. Для сравнения можно привести мощность разреза докембрия на участке Бала-Жезды по данным Л. И. Филатовой и Н. А. Богатыревой — 1150 м без учета мощности кайкан-карасуйской свиты, породы которой вошли в состав нижней и средней пачек.

Структуры Улутауского антиклинория и сопутствующие деформациям преобразования пород сведены в табл. 3.

Таблица З

		pe00-		вание Идро- бло- ИЯ, а арбо-	ţ	вание вание	Ран- ввитие плель- плель- регно- в усу слан-
		иород		аассланцс ющиая г работка вбитизац ние п к		Брекчиро	гадвигам. е и раз субпарал ниный орфизм зеленых
	Всщественные и стру разонания т			ам. М псре уй. ал ирцева	1	H H H H	г по п жил жил рогрес метам ацин
			Катақлаз Катақлаз по разлоча тсрмалыцая ков и чеш затем оква натизация		таклаз разлок Дина ж	такла оквар Свых С, П Вл, П ибій ях ф	
					Ka IIO II Gy		Ка квар но паль лови цев
	Разрымные нарушения		ро-восточные без- крутопадающис субпараллс.юныс сопряженные с северо-западные ыные взбросы <i>P</i> 4	ляженные с ро-западиыс взбросы Р.		t kpy- , cy6- platbly im hit-	, cy6-
						иноватости в разломы P_2 с $O\Pi$ зак дрение но щ	нги <i>Р</i> ,
				d conj cese lbilble			налы слон
			удные удные ы <i>Р</i> 5, ексур	иги 1 правые лока:		трещ ющис слыныс к. Вне	ounder cubhble
			Восто амплит разлом ОП фл	Надв ними и сдвиги,		Зоцы топада паралл складо трузий	Joka napauu
кицоник	ые текстуры	озникшие при складчатости	1		!	CDAHILCEBA- TOCTD (S_2) MYCKOBHTO- BUX CJAHLEN	Метамор- фическая полосча- тость (S ₁)
о анти	ннэтод	ощие атости	P,		P_2	10С- 5 КТН- ВЫХ ВЫХ 0ВЫХ В	OCTb
rayckor	y-tactby	участвуі в складч	S., P2,		S ₂ , P ₁ ,	S ₀ , по. ⁷ чатости (S ₁) ан нолито и квар альбит сланце	Culotica (S ₀)
езисы Улут	ки	acp	Очень большой (>120°)	1	120°	35	0 (близок к 0)
оные параген	Склад	характер	флексур- ные изгибы F_5		Открытие складки, малоам- плитудные волны F_3	Закрытые асиммет- ричные складки F_2	Люжачис Люжачис нальные складки F ₁
Структуј		Цикл тек- тогенеза	Герцин- ский		Каледон ский		Рифей- ский (?)
	3rau	.де- ()op- ма ция и	>	N	Ξ	=	

4.2.2. САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МУГУРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Общая характеристика. Строение разреза. Мугурское руднос поле (рис. 75) расположено на северо-западной окраине Сангиленского массива в Туве, в верховьях ручьев Сонгу-Мугур, Башкы-Мугур и Солчер — правых притоков р. Эрзин. Его площадь (около 30 км²) занимает водоразделы этих ручьев и характеризуется грядово-увалистым крутосклонным рельефом с относительными превышениями 150—300 м. На северо-востоке рудного поля ландшафт гористо-лесной (причем залесены в основном северные и северо-западные склоны гряд и увалов), а бо́льшая юго-западная часть рудного поля характеризуется грядово-увалистым степным ландшафтом с довольно многочисленными скальными коренными выходами, между которыми развит маломощный элювиальный и делювиальный суглинисто-щебнистый покров.

Северо-западная окраина Сангиленского массива (как, впрочем, весь массив в целом) --- это область широкого развития докембрийских метаморфических образований. В разрезе этих образований, по данным большинства исследователей — А. В. Ильина, В. М. Моралева, Г. Н. Шапошникова, Г. П. Александрова, Г. Г. Лепезина и др., выделяются (снизу вверх): тесхемская (гнейсовая), мугурская (железорудная кварцито-карбонатно-гнейсово-сланцевая), балыктыгхемская (почти нацело сложенная мраморами), чартысская (сланцевая) свиты. На самом рудном поле обнажена в основном мугурская свита. Слагающие ее пачки плавно изменяют свое простирание, очерчивая на западе рудного поля «Сонгумугурскую дугу», на востоке — «Солчерскую дугу» и обусловливая общий S-образный рисунок тектонической структуры.

S-образную в плане форму имеют также крупный Башкымутурский разрыв, ограничивающий рудное поле с юго-востока, и другие тектонические разрывы — Сонгумугурский, Центральный Мугурский, Южный Мугурский и параллельные им более мелкие — расчленяющие структуру поля на ряд изогнутых тектонических зон (рис. 75).

Детальное изучение геологического строения рудного поля и в первую очередь изучение хорошо обнаженных опорных (ключевых) участков, которые выделяются по обоим склонам руч. Сонгу-Мугур, на водоразделе ручьев Сонгу-Мугур и Башкы-Мугур и по правому борту руч. Башкы-Мугур, позволило выявить два типа разрезов мугурской свиты — «Западный» и «Восточный» [Вознесенский В. Д., Литвак М. И., Ненашев Ю. П., 1981 г.]. «Западный» тип разреза характерен для экзоконтактовой полосы Тарлашкинского интрузивного массива, «Восточный» — для центральной и восточной частей рудного поля. «Западный» тип разреза полнее Есего представлен в зоне Сонгу-Мугур. В направлении с северозапада на юго-восток породы сменяются в такой последовательности:



Рис. 75. Геологическая карта Мугурского рудного поля. Составили В. Д. Воз вандем материалов Т. А. Акимовой, В. Л. Курмилева, С. А. Масютиной, 1953—1954 гг. (Б. Б. Голубев, А. А. Попов, Г. Н. Шапоплинков).



несенский, М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев по собственным данным с использо-А. Н. Палицыной, Г. А. Сироткина и материалов поисково-разведочных работ

Продолжение см. на с. 210



Рис. 75 (продолжение).

 1 — раннепалеозойские габбро, диориты, граноднориты, граниты Тарлашкинского массива; 2 - позднепротерозойские гнейсо-граниты, пегматойдные граниты (а - пластообразные залежи, б — дайки); 3—9 — нижний протерозой: 3—8 — пачки мугурской свиты (3 — тонкоплитчатые биотитовые — «кофейные» — гнейсы, 4 — будинированные мраморы и кварциты, местами- горизонт графитсодержащих - сажистых - доломитистых мраморов, 5 - рудовмещающие графит-слюдяно-кварцевые и мусковит-серицит-кварцевые - «кирпичные» - сланцы с горизонтом магнетитовых кварцитов и амфиболитов — показаны пунктиром, 6 — гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и биотитовые сланцы с пропластками скарнондов, черных кварцитов и доломитистых мраморов, 7 — мраморы и кварциты, 8 --амфиболовые сланцы, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы и скарнонды), 9- тесхемская свита - гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов; 10 - границы стратиграфические и интрузивные; 11 - тектонические разрывы: а - главные, б - второстепенные (зубцы направлены в сторону падения сместителя); 12 - ориентнровка зеркал менастила сорясни липровка встровка поверхни сиссти сланцеватости S_2 ; 14 — ориентировка шар-ниров мезоскладок F_2 ; 15 — ориентировка шаринров мезоскладок F_3 ; 16 — линия разреза. Цифры в кружках — тектонические разрывы: l — Сонгумугурский, 2 — Центральный Мугурский. 3 — Южно-Мугурский. 4 — Башкымугурский. Римскими цифрами на схеме-врезке обозначены тектонические зоны: 1 — Сонгу-Мугур. 11 — Центральная рудная, 111 — Водораздельная рудная. /V - Ак-Бедик-Даг. V - Солчерская.

l — серые биотитовые гнейсы. Обычно включаются в состав тесхемской свиты. Ширина выхода более 150 м;

2 — амфиболовые сланцы, амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы с горизонтом скарноидов и пластом зеленовато-розовых мраморов. Ширина выхода около 100 м;

3 — мраморы светло-серые, с тонкими прослойками кремнистых и кремнисто-железистых пород, с пластом кварцитов (1—2 м) в основном бурых и серых плитчатых. Ширина выхода 40—50 м;

4 — в основном темные, розовато-серые и коричневые гранатбнотитовые гнейсы и мигматизированные биотитовые сланцы с пропластками скарноидов (до 1—1,5 м), маркирующим горизонтом черного кварцита (0,3 м) и горизонтами искристых доломитистых мраморов и бурых кварцитов (до 0,5—1,0 м). Ширина выхода 40—50 м;

5 — графитсодержащие слюдистые сланцы с пропластками светло-коричневых тонкоплитчатых гнейсов и графитсодержащих мраморизованных известняков и слабожелезистых слюдистых сланцев. Ширина выхода 50—60 м;

6 — мраморы и кварциты. Ширина выхода колеблется от 20 до 250 м. В составе пачки выделяются три пласта:

а) мраморизованный доломитистый известняк (2-3 м),

б) сахаровидный мраморизованный известняк, будинированный, содержащий тонкочередующиеся разорванные прослои плотного синевато-серого кварцита. Мощность 0,3—0,4 м,

в) тонкополосчатый («тигровый») кварцит с чередованием слойков светло- и темно-серого цвета (около 1 м);

7 - сильно мигматизированные биотитовые гнейсы. Ширина «Возпачки до 150 м.

«Восточный» тип разреза наиболее полно представлен в Центральной и Водораздельной зонах. В нем установлена такая последовательность пачек и характерных слоев: 1 — пачка тонкополосчатых «кофейных» биотитовых гнейсов; 2 — линзовидный пласт сажистых и графитистых мраморов (доломитовых по составу), часто сопровождаемых слоями черных кварцитов; 3 — пачка рудовмещающих сланцев, состоящая последовательно из горизонтов темно-серых графитистых, светлых «кирпичных» сланцев и рудного пласта — полосчатых магнетитовых кварцитов, в связи с которым часто встречаются прослои скарноидов и магнетитсодержащих амфиболитов; 4 — пачка гнейсов биотитовых и амфибол-биотитовых, часто грубополосчатых; 5 — пачка мраморов и бурых квар-

Возможны несколько вариантов корреляции разрезов мугурской свиты. Анализ имеющихся материалов приводит к выводу, что в «западном» типе разреза представлен практически почти полный объем свиты в рудном поле. Мраморы и кварциты пачки Зз «Западного» разреза сопоставляются с аналогичной по составу пачкой 5в «Восточного» разреза, гнейсы с прослойками скарноидов н кварцитов (пачка 4з) сопоставляются соответственно с гнейсами пачки 4в, а сланцы пачки 53 — с рудоносной сланцевой пачкой Зв. Пачка мраморов и кварцитов, характеризующаяся наличием будинированных слоев мрамора и тонкополосчатого («тигрового») кварцита (пачка 6з «западного» типа разреза) сопоставляется с маломощными — до 1—2 м — линзовидными прослоями сажистых доломитистых мраморов, залегающих на границе сланцевой (Зв) и гнейсовой (1в) пачек «восточного» типа разреза. Сопоставление двух типов разрезов и сводная стратиграфическая колонка, метаморфического комплекса Мугурского рудного поля

Почти полное отсутствие магнетитовых кварцитов в сланцевой пачке 53 западной части рудного поля, так же как и увеличение уровня гранитизации (мигматизации) в направлении с востока на запад, говорят о четко проявленной в рудном поле метаморфометасоматической зональности. С увеличением гранитизации как бы «растворяется» пласт магнетитовых кварцитов и магнетитовых амфиболитов и исчезает из состава рудоносной сланцевой пачки сопутствующий магнетитовым кварцитам горизонт мусковит-серицит-кварцевых («кирпичных») сланцев.

Минеральные парагенезисы пород мугурской и развитой в обрамлении рудного поля тесхемской свит относятся к прогрессивной амфиболнтовой фации регионального метаморфизма. Об этом же свидетельствуют результаты изучения углистого вещества в графитистых сланцах, мраморах и кварцитах. Поля развития контактово-метаморфизованных пород в надынтрузивной зоне Тарлашкинского массива оконтурены изоградами волластонита, гиперстена, кордиерита. Изограды четко пересекают границы тектони-



Рис. 76. Стратиграфические разрезы Мугурского рудного поля.

а — «западный» разрез; 6 - «восточный» разрез; а — сводная стратиграфическая колонка; л — мраморы с прослосм бурых и серых кварцитов; 2 — тонкополосчатые кварциты, тонл — мраморы с прослосм бурых и серых кварцитов; 2 — тонкополосчатые кварциты, тонкое пересланвание кварцитов с мраморами (будинированными), горизонт доломитистых графитсодержащих мраморов; 3 — черные и темно-серые графит-слодяно-кварцевые сланцы; 4 — мусковит-серицит-кварцевые («кириичные») сланцы; 5 — микрокристаллические двуслюдяные сланцы; 6 — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные тонко- и грубополосиатые; 7 — амфиболовые сланцы и амфиболиты; 8 — тонкозеринстая диопсидовая порсда; 9 — розовые и зеленовато-розовые (л), сажистые, графитнстые и деломитистые (б) мраморы; 10 — черные графитсодержащие кварциты; 11 — скарнонды; 12 рудный горизонт — полосчатые магнетитовые кварциты, местами с прослоями куммингтонитовых амфиболитов и ожелезненных мраморов; 13 — корреляционные границы пачек «зариадкого» и «восточного» разрезов.

ческих зон и, как правило, орнентированы вкрест простирания пачек мугурской свиты.

Морфология тектонических зон. Тектоническая структура зоны Сонгу-Мугур имеет на уровне эрозионного среза четко выраженный линейный S-образный рисунок, обусловленный плавным изменением простирания пачек и таким же плавным изменением простирания сланцеватости. В структуре зоны доминируют сжатые, нередко близкие к изоклинальным складки. В пределах Сонгумугурской дугн осевые поверхности складок падают в южных румбах, согласуясь по ориентировке с поверхностями сланцеватости. В северной части зоны на более высоких гипсометрических уровнях южные падения осевых поверхностей сжатых складок и поверхностей сланцеватости сменяются северными, что свидетельствует об S-образном характере структуры зоны не только в плане, но и в разрезе и соответственно об изменении азимута и угла паклона поверхностей сланцеватости при переходе с одного гипсометрического уровня на другой.

Многие особенности складчатости зоны Сонгу-Мугур можно наблюдать, прослеживая выходы пачки мраморов и кварцитов. В пределах восточной ветви Сонгумугурской дуги ширина пачки составляет 25--40 м. По светлым полосам, соответствующим выхо-



Рис. 77. Характер складчатости в пачке мраморов и кварцитов на западной окраине Мугурского рудного поля.

и — схематнанрованное теренективное изображение;
 й — разрез;
 и — мраморы;
 г — кварциты;
 з — разрызные нарушения.

дам мраморов, на аэрофотоснимках вырисовываются стреловидные складки. Сжатые асимметричные складки видны и непосредственно на местности. Их осевые поверхности ориентированы примерно так же, как поверхности сланцеватости в обнажающихся поблизости гнейсах и амфиболитах, т. е. падают к юго-востоку под углом 60°. Шарниры складок круто погружаются в восточных румбах.

На вершине Сонгумугурской дуги полоса выходов мраморов и кварцитов резко (до 100—120 м) расширяется. Светло-серые мраморы слагают почти всю южную часть полосы, а в северной чередуются с тонкополосчатыми бурыми кварцитами. Общий наклон слойстости — к юг-юго-востоку под углом 50—75° — отражает наклон осевых поверхностей сжатых складок. Всего в этой полосе часчитывается около десятка складок шириной от нескольких до 10—20 м. Шарниры их круто погружаются в южном направлепин, ядра антиформ сложены кварцитами. Складки осложнены продольными разрывами. Зеркало складок в пределах обнажения имеет не широтное, как можно было бы предполагать, а близкое к меридиональному простирание и крутое падение (рис. 77), чем и объясняется резкое расширение полосы мраморов и кварцитов.

Существенными элементами тектонической структуры зоны Сонгу-Мугур являются согласные со слоистостью и сланцеватостью разрывы, срезающие границы пачек под острым углом или же практически совпадающие с ними по ориентировке. Некоторые из разрывов показаны на карте. Имеются, вероятно, и другие, меньшие по протяженности и амплитуде смещения. Такие же разрывы осложняют строение остальных зон рудного поля, затрудняя определение нормальной стратиграфической последовательности и мощности отложений.

В Центральной рудной зоне на значительной площади выдерживается однородный структурный рисунок. Четко вырисовываются очень узкие сигаровидные в плане тела гнейсов (пачка 4), отороченные бордюром железорудного пласта и «как бы плавающие» среди сланцев рудовмещающей пачки. Поверхности сланцеватости имеют на юге зоны общее юго-восточное падение под углом 45—75°, но в северной части зоны (расположенной гипсометрически выше) круто падают к северо-западу и северу. Такое изменение залегания сланцеватости вполне согласуется с изменением элементов залегания сланцеватости в зоне Сонгу-Мугур.

Наиболее характерная особенность Центральной рудной зоны - синформное строение железорудных тел, что устанавливается прежде всего по данным магниторазведочных работ. Типична в этом отношении так называемая Центральная синклиналь, выделенная в результате поисково-разведочных работ (в том числе магниторазведочных) в 1953—1954 гг. А. А. Поповым и Б. Б. Голубевым. Для строения Центральной синклинали характерна система асимметричных (K_{ac}=3÷4) закрытых и субизоклинальных СКЛАДОК, ОСЕВЫЕ ПОВЕРХНОСТИ КОТОРЫХ НАКЛОНЕНЫ В ОСНОВНОМ К юго-востоку, а шарниры субгоризонтальны (5—15°). Углы наклона слоистости изменяются от 80-85 до 25°, чаще бывают равны 55-60°. Местами отмечается крутое северо-западное падение осевых плоскостей складок и параллельной им в целом сланцеватости. Ширина выхода сланцев рудовмещающей пачки (от «кофейных» гнейсов до рудного пласта) составляет 120-170 м. В разведочных канавах отчетливо видно, как горизонты «кирпичных» и графитистых сланцев по три-четыре раза повторяются в ядрах. изоклинальных складок, создавая ложное впечатление значительпой мощности пачки. Истинная мощность сланцев рудовмещающей пачки здесь в три-четыре раза меньше ширины выхода, т. е. близка к 35—50 м.

Рудный пласт в пределах Центральной синклинали окаймляет три следующих одно за другим гнейсовых сигарообразных ядра протяженностью 200—550 м и шириной до 20—40 м. Падает рудный пласт в основном к юго-востоку, образуя субизоклинальные складки.

Для крыльев крупных субизоклинальных складок характерны осложнения в виде резко асимметричных метровых и дециметровых закрытых и полуоткрытых складок. Ширина выхода пласта магнетитовых кварцитов обычно составляет 6—12 м. На фоне сложной складчатости иногда удается наблюдать интервалы с относительно спокойным залеганием пород, что позволяет определить истинную мощность пласта магнетитовых кварцитор, равную 3—4 м. Вместе с тем на участках с напряженной складчатостью железорудный пласт формирует рудные тела мощностью до 20—30 м (и даже до 70 м).

Рассмотрим пример интерпретации магнитных аномалий над телами магнетитовых кварцитов. В Центральной синклинали и на других участках над магнетитовыми кварцитами фиксируются узкие полосы и кулисообразные цепочки магнитных аномалий. Протяженность аномалий составляет 100—150 м, в отдельных случаях 900—1700 м, ширина — первые десятки метров. Интенсивность аномалий достигает 30 000 иТл и более на фоне спокойного отрицательного поля. В ряде мест полосы положительных магнитных аномалий Z_a вдоль рудных гел сопровождаются такими же узкии интенсивными отрицательными аномалиями, что указывает на ограниченную глубину распространения магнитных тел. Количественные расчеты магнитных аномалий над рудными пластами показывают, что эти пласты погружаются обычно на глубину, не превышающую 40–80 м, и изредка до 150–180 м, что часто соответствует глубине залегания замков синформных складок.

В уже упоминавшейся, хорошо геологически и геофизически изученной Центральной синклинали по данным магнитометрии магнетитовые кварциты отмечаются в виде двух почти параллельных положительных аномалий, обрамленных с двух сторон отрицательными локальными аномалиями (фрагмент этой структуры в плане и в разрезе показан на рис. 78). Полосы положительных аномалий соответствуют выходам рудного пласта, их ширина обычно около 10--20 м. Расчеты магнитных аномалий по одному из профилей (рис. 78, Б) показывают, что модель тела, создающего аномалию, может быть представлена в разрезе в виде двух прямоугольников. Их ширина, т. е горизонтальная мощность модели (M,), равна 10—12 м, а вертикальный размер (глубина нижней кромки) составляет 40—50 м. Расчетный угол наклона тела близок к 90°. Геологически эта модель хорошо объясняется как субизоклинальная синформа, замыкающаяся на глубине 40---45 м.

Таким образом, изучение геолого-геофизических разрезов Центральной рудной зоны показывает, что расчетный контур призматической модели в значительной степени соответствует контуру сложно смятого пласта магнетитовых кварцитов, т. е. контуру так называемого сложного слоя. Принципиальная схема соотношения реального магнитного пласта и модели расчетного тела показана на рис. 79.

На геологической карте и на разрезе показан целый ряд мелких, в целом согласных со слоистостью и сланцеватостью разрывов, осложняющих строение Центральной рудной зоны. Основной, хотя и небезупречный, критерий при определении их положения исчезновение на отдельных интервалах контакта сланцевой и безгудной гнейсовой пачек маркирующего горизонта -- графитсодержащих мраморов. Можно думать, что послойные срывы лучше всего объясняют это явление, но очевидно, что точное пространствен-


Рис. 78. Геолого-структурная интерпретация магнитной аномалии над пластом магнетитовых кварцитов в Мугурском рудном поле. Составили В. Д. Вознесенский, М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев (аномалия и ее пластовая модель рассчитаны Г. А. Сироткиным).

считаны 1. А. Спроткипным). Аномальная зона: $A - план, \ b - paspes по линии I-I'; \ I - рудовмещающие мусковит-серицит-кварцевые сланцы; 2 - чласт магнетитовых кварцитов; 3 - бнотитовые гнейсы; 4 - рицит-кварцевые сланцы; 2 - чласт магнетитовых кварцитов; 3 - бнотитовые гнейсы; 4 - тектонический разрыв; орнентировка: 5 - слоистости, 6 - сланцеватости, 7 - шаринров складок; 8 - изодинамы <math>Z_a$; кривые Z_a (на разрезе): $a - наблюденная, 6 - пересчитанная на уровне <math>\Delta h = 10$ м, β - теоретическая; $M_p = 10$ м - ширина (горизонтальная) тела, создающего аномалию; H = 40 м - глубина его инжней кромки; $\alpha = 90^\circ$ - угол наклона.

Рис. 79. Принципиальная схема соотношения реального магнитного пласта и модели расчетного тела (в разрезе).

модели расчетного тока (в реграми) и пласт; 2 — вмещающие породы; 3 — следы осевых плоскостей госкладок: С — следы граней модели в профильном сечении (следы зеркала складок); М истинная мощность модели: М_р — ширина модели на горизонтальной поверхности; m истинная мощность магнитного пласта; m₁ — осевая мощность магнитного пласта.

ное положение и особенности морфологии этих разрывов в дальнейшем должны уточняться.

Водораздельная рудная зона подобно Центральной рудной зоне характеризуется «островным» рисунком тектонической структуры. Выделяются (рис. 75) «острова» гнейсов среди сланцев, отороченные рудным горизонтом, более крупные, чем в Центральной рудной зоне, неправильной, обычно удлиненной в плане формы с извилистыми бухтообразными очертаниями. Выделяются также «острова» безрудных гнейсов среди сланцев и мраморов среди гнейсов. Наиболее четким маркирующим горизонтом Водораздельной

Напоолее четким маркирующим торизонном детременер рудной зоны является пачка мраморов и кварцитов, прослеживающаяся в субширотном направлении по гребню Сонгумугур-Башкымугурского водораздела, а затем по его южному и юго-восточному склону. В плане пачка имеет вид S-образно изгибающейся полосы с ответвляющимися от нее языками. Контакт этой пачки с гнейсами, развитыми по обе стороны от мраморов и кварцитов, весьма извилист, что только отчасти может быть объяснено влиянием рельефа, а в основном связано с интенсивной дислоцированностью пород в результате неоднократной складчатости.

Так же как в рассмотренных выше зонах, в пределах Водораздельной улавливается зависимость направления падения сланцеватости от гипсометрического положения коренных выходов. На гребне Сонгумугур-Башкымугурского водораздела сланцеватость падает сравнительно полого к северо-западу, ниже по склонам к юго-востоку. В этой зоне хорошо выражены довольно резкие изменения простирания поверхностей сланцеватости, что позволяет говорить о существовании асимметричных в плане складок сланцеватости. Короткие крылья таких складок имеют северо-западное, поперечное к ориентировке длинных крыльев простирание. что особенно ясно фиксируется на вершине и склонах горы Магнитной. На этом участке обнаружены многочисленные мезо- и микроскладки сланцеватости с субвертикальными (а не наклонными или субгоризонтальными, как в других зонах) осевыми поверхностями и шарнирами, полого погружающимися в северо-восточном направлении (рис. 80).

В зоне Ак-Бедик-Даг, прилегающей с юга к Водораздельной рудной зоне, доминирующее простирание структурных элементов широтное. Большая часть мезоскладок имеет широтную ориентировку с падением осевых поверхностей к северу под углом 40—60°. Примерно такую же ориентировку имеют плоскости сланцеватости. Шарниры мезоскладок характеризуются в большинстве случаев пологим погружением к востоку.

«Субширотная система складок в главной (восточной) чешуе зоны Ак-Бедик-Даг осложняет общее моноклинальное, с пологим падением к востоку залегание пород. Развитие субширотных складок обусловливает сложную конфигурацию выходов пачек в пределах этой моноклинали. Еще больше усложняют рисовку контуров на геологической карте закрытые (с углом между крыльями 30—70°), полого погружающиеся к востоку довольно крупные (шириной 25—100 м) складки, деформирующие пакеты более ранних складок (рис. 81).

Солчерская рудная зона представляет собой продолжение Центральной и располагается в пределах крупной сигмоидальной складки «Солчерской дуги». Породы мугурской свиты собраны здесь в пакеты «сжатых» кливажных складок с круто наклоненными в восточных румбах осевыми поверхностями. Шарниры складок на большей части зоны полого погружаются к северо-востоку.

К юго-востоку от Башкы-Мугурского разрыва, за пределами гудного поля, общирная площадь занята гнейсами тесхемской свиты. Основным текстурным элементом гнейсов является сланцеватость. В большинстве обнажений поверхности сланцеватости падают к юго-востоку под углом 40—60°, но отмечаются и встречные крутые падения, из чего можно заключить, что существуют складки сланцеватости, простирающиеся в северо-восточном направлении. Иногда такие складки видны непосредственно, их ширина до нескольких метров, шарниры погружаются к северо-вос-



Рис. 80. Перемятые складки (складки сланцеватости) в породах мугурской свиты.

Соптия. Водораздельная рудная зона. Шарниры складок полого погружаются на северо-восток; 1 — мрамор; 2 — сахаровидный кварцит; 3 — магиститовый кварцит; 4 — кварц: 5 — гжейс; 6 — рудный горизонт; 7 — «кирпичный» сланец.



Рис. 81. Субщиротная система открытых поздних складок в зоне Ак-Бедик-Даг. *I* – гиейсы; 2 – мраморы; 3 – кварциты; 4 – след разрывного нарушения; 5 – ось антиформы; 6 – оси синформ; 7 – ориентировка новерхностей сланцеватости.

току под углом 20—40°. В целом можно говорить об устойчивом падении поверхности сланцеватости к юго-востоку, осложненном пологими изгибами (волнами сланцеватости).

Башкымугурский разрыв, разделяющий площади развития мугурской и тесхемской свит и служащий юго-восточным ограничешием Мугурского рудного поля, характеризуется общим северовосточным простиранием, но в северо-восточной части S-образно изгибается. Кое-где разрыв выделяется на местности как невысокая структурная терраса левого берега р. Башкы-Мугур и неплохо дешифрируется на аэрофотоснимках. Местами вдоль него выходят катаклазиты, в основном по породам мугурской свиты. В последней в пределах зоны разрыва проявляются не прослеживаемые по простиранию участки зеленоватых хлорит-альбитовых сланцев, усиливается окварцевание пород, резко возрастает число кварцевых жил. Разрыв четко контролирует узколокальную изограду кианита, что может быть связано с резкими перепадами давления в плоскости надвига и соответствовать фазовому переходу силлиманит--кианит.

Башкымугурский разрыв – это единственный крупный разрыа на Мугурском рудном поле, выделяющийся с достаточной определенностью по геоморфологическим признакам. Остальные крупные разрывы выражены в рельефе гораздо менее отчетливо, и выявление их основывается на комплексе геологических признаков (срезание и выпадение пачек).

Плоскостные структурные элементы. Возрастные группы складок. Граничные поверхности пачек, пластов и отдельных слоев внутри пачек являются напболее ранними плоскостными структурными элементами Мугурского рудного поля и могут быть обозначены как поверхности S₀. Эти поверхности достаточно хорошо различимы в пачках мраморов и кварцитов, в пачке рудовмещающих сланцев, но с большим трудом обнаруживаются в гнейсах. В большинстве случаев параллельно слоистости располагается другая упорядоченная текстура — метаморфическая полосчатость, или кристаллизационная сланцеватость (S₁). Еще одна генерация плоскостных структур представлена на Мугурском рудном поле сланцеватостью S₂, занимающей секущее положение относительно слоистости и метаморфической полосчатости. Сланцеватость S₂ имеет широкое площадное распространение, обычно это единственная плоскостная текстура, визуально различимая в гнейсах и амфиболовых сланцах. В отдельных случаях сланцеватость S₂ сечется системой грубых кливажных трещин S₃.

Поверхности сланцеватости S_2 обнаруживают генетическую связь с мезо- и микроскладками F_2 , очерченными поверхностями слоистости и метаморфической полосчатости, занимая секущее по отношению к ним положение. Наиболее отчетливо такая зависимость проявляется в пачках с хорошо различимой слоистостью — в мраморах, кварцитах, в рудовмещающей сланцевой пачке, особенно в той ее части, которая представлена чередованием магнетитсодержащих и безрудных кварцитов (рис. 82, 83). На участках, сложенных гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами, обычно создается впечатление о послойном расположении сланцеватости, однако и на этих участках удается найти обнажения, где секущее положение сланцеватости по отношению к слоистости (полосчатости) и складки, очерченные поверхностями повлосчатости, выделяются вполне определенно (рис. 83). В замко-



Рис. 82. Мелкие складки в магнетитовых кварцитах Пентральной рудной зоны.

Магнетит концентрируется вдоль поверхностей слонскости S_t и секущих слоистость кливажных трещин S_2 .



Рис. 83. Круто наклоненные кливажные трещины в гнейсах Мугурского рудного поля.

а, б., б.— КЛИВаж сечет слонстость; г.— КЛИВаж сечет боли Матытовый прожизок. вых частях складок секущая сланцеватость S₂ надежно отличается от сланцеватости S₁. На крыльях складок различить эти текстуры можно при микроскопическом исследовании. Так, например, в гнейсах ранняя сланцеватость — метаморфическая полосчатость (S1) выражена чередованием светлых существенно кварцевых полос с мелкозернистой бластокластической структурой и темных полос, в строении которых участвуют гранат, красновато-коричневый биотит (нередко в виде концентрических обрастаний вокруг граната) и силлиманит. Сланцеватость S₁ проявляется в шлифах чаще всего как текстура, параллельная метаморфической полосчатости. Поверхности S2 срезают удлиненные грани зерен кварца, полевого шпата, лейсты красновато-корнчневого биотита. Вдоль этих поверхностей развиваются минералы, не затронутые процессами катаклаза — мусковит, серицит, хлорит, тремолит, эпидот, гематит, наблюдается появление зеленовато-бурого биотита (в виде мелкочешуйчатых агрегатов) и сноповидных агрегатов силлиманита (фибролита). Местами вдоль поверхностей S₂ прослеживаются мигматитовые прожилки. В кварцитах поверхностями S₂ контролируются новообразования куммингтонита и арфведсонита.

Как отмечалось при описании тектонических зон, поверхности сланцеватости (поверхности S₂, секущие метаморфическую полосчатость, реже совпадающие с ней) плавно изменяют свою ориентировку, образуя волны сланцеватости разных порядков — от мелких дециметровых и метровых, наблюдаемых в обнажениях, до крупных с амплитудой во многие сотни метров. Складки сланценатости (складки, очерченные поверхностями S₂) обладают чаще всего полого или умеренно погружающимися шарнирами, так что волнистость поверхностей сланцеватости видна и в вертикальных, н в горизонтальных сечениях.

На геологической карте литологически однородные пачки прослеживаются на дневной поверхности в виде дугообразно изгибающихся, нередко ветвящихся полос с неровными фестончатыми границами или же в виде линзовидных, овальных и неправильных по форме тел, имеющих такие же фестончатые контуры. При правильном построении разреза на нем должна сохраняться принципиально та же картина, свидетельствующая — еще более ясно, чем геологическая карта, — о существовании на Мугурском рудном поле системы крупных складок F_1 (рис. 75). Небольшие по раз меру складки F_1 четко отмечаются в пачках мраморов будинообразными беспорядочно разбросанными телами кварцитов (рис. 84).

Таким образом, каркас тектонической структуры мугурского рудного поля образуют складки F_1 , на многих участках, по-видимому, осложненные соскладчатыми разрывами P_1 . Складки F_2 создают структурный орнамент древних складчатых форм, именно эти складки наиболее часто попадают в поле зрения исследователя на обнажениях. Это типичные кливажные складки, генетически связанные с преобразованным в сланцеватость кливажем S_2 и во многих случаях разорванные и смещенные вдоль тех же кливажных трещин. Наиболее значительные из этих разрывов (F_2).



Рис. 84. Будинообразные тела кварцитов в мраморах, отмечающие ядра складок F₁. Водораздельная рудная зона.

1 — гнейс: 2 — буднинрованный мрамор; 3 — сахаровидный кварцит; 4 — коричневый кварцит; 5 — мрамор: 6 — гнейс; 7 — разрывные нарушения; 8 — ориентировка поверхностей слоистости: 9 — ориентировка шарниров мелких складок.

параллельных сланцеватости S_2 , относятся к числу главных разрывов Мугурского рудного поля. Складки F_3 — волнообразные изгибы поверхностей сланцеватости S_2 самой разной амплитуды, от микроскопических до очень крупных, измеряемых сотнями метров. Самыми поздними на Мугурском рудном поле являются сигмоидальные изгибы всего пакета складок и сопровождающих их разрывов — Сонгумугурская и Солчерская дуги, которые также должны рассматриваться как складки с шарнирами, погружающимися в восточном направлении.

Гранитоиды, обнажающиеся по западному краю Мугурского рудного поля, несомненно являются секущими по отношению к изогнутому пакету складок и осложняющих их разрывов. Труднее определить положение в тектонической структуре жилообразных и штокообразных докембрийских аплитовидных гнейсов. Гнейсовая текстура сближает их с вмещающими породами мугурской и тесхемской свит, но они переходят по простиранию из пачки в пачку и смяты более просто, чем вмещающие породы, хотя и образуют местами системы сжатых мезоскладок. Вероятно, становление этих тел следует относить к интервалу времени между формированием складок F_1 и F_2 .

Подытоживая описание тектонической структуры Мугурского рудного поля, можно подчеркнуть, что в этой структуре достаточно ясно различаются: а) структурные формы раннескладчатого структурного парагенезиса (складки F_1 и сопряженные с ними разрывы P_1 — наиболее сложные по конфигурации разрывы рудного поля): б) структурные формы позднескладчатого структурного парагенезиса (складки F_2 и сопряженные с ними разрывы P_2) и в) структурные формы послескладчатых структурных парагенезисов — открытые складки F_{3-4} , среди которых могут бытьвыделены разновозрастные генерации как с субгоризонтальными, так и с крутопогружающимися шарнирами. Среди этих складок развиты мелкие волны-изгибы и крупные сигмонды, отчетливо вырисовывающиеся на карте и разрезе. К послескладчатым парагенезисам относятся, кроме того, системы трещин северо-западной, и северо-восточной ориентировки, хорошо различимые на аэрофотоснимках, но практически не искажающие более древние структурные формы.

В целом структура Мугурского рудного поля представляет собой пакет тектонических пластин, собранный вначале в систему разнопорядковых полого погружающихся кливажных складок F_2 , а позднее осложненный разнопорядковыми, полого и круто погружающимися складками F_{3-4} (рис. 75). Характерными элементами структуры являются пологие, волнообразные в вертикальном сечении разрывы P_1 , ограничивающие тектонические пластины, и круто наклоненные разрывы P_2 , разбивающие пакет пластин на ряд тектонических чешуй. В тектонических блоках-чешуях, ограниченных разрывами P_1 и P_2 , породы нередко находятся в опрокинутом залегании, что является следствием широкого развития субизоклинальных лежачих и полого наклоненных макро- и мезоскладок F_1 .

Возможно, что и вся структура Мугурского рудного поля должна рассматриваться как гигантская лежачая складка, осложненная соскладчатыми разрывами и сильнейшим образом переработанная позднейшими складчатыми и разрывными дислокациями.

Структура Мугурского рудного поля дает возможность по-новому взглянуть и на центральные зоны Сангиленского выступа, где в разных масштабах (и на обнажениях, и на геологической карте) отмечаются неоднократные проявления (наложение) складчатости. Подобно тому как отдельные обнажения служили ключевыми для Мугурского рудного поля, само рудное поле выступает в качестве ключевого района для всего Сангиленского выступа-

4.2.3. КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УЧАСТКА АЧИКТАШ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МАКБАЛЬСКОГО ВЫСТУПА

Макбальский выступ докембрия в западной части Киргизского хребта известен геологам со времени работ В. А. Николаева [1930 г. и др.]. В разные годы исследования здесь проводили: Ю. А. Алехин, Э. Б. Байбулатов, А. Б. Бакиров, Л. Н. Белькова, Н. П. Васильковский, В. В. Герасимова, Н. Л. Добрецов, Т. А. Досонова, И. А. Ефимов, В. В. Киселев, В. И. Кнауф, М. Г. Козицкая, Г. Н. Кокарев, А. Л. Конюк, В. Г. Королев, Х. Д. Лем, В. А. Макаров, Г. И. Макарычев, И. Е. Медвелева, В. Я. Мед-



Рис. 85. Геологическая карта бассейна р. Ачикташ.

Рис. 85. Геологическая карта бассейна р. Ачикташ. I — кембрийские силлообразные субвулканические интрузии. Андезитовые и диабазовые порфириты, шаровые габбро, диориты и диоритовые порфириты: 2—9 — рифей (2 — пластовые тела ортоамфиболитов, гранат-цоизит-актинолитовых сланцев, 3 — «кварцит Макбель». Мономине-ральные, мусковитовые, турмалиновые кварциты, 4 — «сланец Ачамайлы». Мусковит-кварцевые с гранатом сланцы, 5 — «сканец Бимирсасай». Слодяно-хлоритовые сланцы, 6 — «мрамор Чарбулак». Мраморы, доломиты, мусковит-кварцевые с гранатом сланцы, 5 — «ссанец Каиндыбулак». Хлорит-мусковит-кварцевые и хлорит-слюдяно-альбитовые, часто-с с гранатом, сланцы. В кровле пачки — лейкократовые хлорит-мусковит-кварцевые с сланцы с прослоями кварцитов, 8 — «мрамор Ачикташ». Мраморы, доломиты, взерхней части пачки — хлорит-мусковит-кварцевые с сланцы, 9 — «сланец Курга. таш». Мусковит-кварц-альбитовые и мусковит-кварцевые ссанцы, в верхней части пачки — хлорит-мусковит-кварцевые сланцы с линзами кварцитов и горизонт графит-мусковит-кварцевые станцы с тонкозернистой колчеданиой рудой — показан пункти-сместителя); 10 — границы стратиграфические и интрузнявные; 11 — разрывные наушения, 6 — вертикальная); 13 — ориентировка поверхностей сланцеватости, 6 — наклонная, 6 — вертикальная); 13 — ориентировка крыльев макроскладок; 14 — ориентировка шарниров складок (а — раники складок слоистости, 6 — поздиих складок слоистости и сланцеватости).

ведев, Н. И. Московченко, В. Н. Огнев, В. И. Попов, А. Г. Разбойников, А. Ф. Степаненко, А. А. Черепанов и др., каждый из которых внес определенный вклад в познание геологии района. В последние годы авторами предпринята попытка расшифровать строение выступа путем детального изучения ключевых обнажений и участков.

Наиболее детально изучен участок Ачикташ площадью окодо 60 км² в южной части Макбальского выступа (рис. 85, 89). Северо-восточный угол участка включает поверхности выравнивания Киргизского хребта, остальная площадь приходится на южный склон последнего и относится к бассейнам правых притоков р. Нельды. Абсолютные высоты колеблются от 1600 м на юго-западе до 3000 м на северо-востоке. Обнаженность очень хорошая. Приблизительно в центре участка расположено серноколчеданное месторождение Ачикташ, детально разведанное. На участке обнажаются докембрийские метаморфические породы, составляющие большую часть разреза Макбальского выступа. По стратиграфической схеме В. А. Николаева они относятся к макбальской, нельдинской и каиндинской свитам, суммарная мощность которых около 6 км. Примерно 85 % площади участка Ачикташ сложено породами карбонатно-сланцевой толщи.

Геологическая карта участка Ачикташ (рис. 85) составлена путем прослеживания границ между сланцевыми и карбонатными пачками. Среди них есть пачки, сходные по набору пород, поэтому большое значение при геологической съемке участка имелопрослеживание литологических реперов в приконтактных зонах пачек. Выделены два реперных уровня, отличающихся характерными наборами пород, легко узнаваемыми и прослеживающимися на значительной территории.

Первый реперный уровень состоит из последовательно залегающих в разрезе слоев, образующих триаду: хлорит-мусковиткварцевые сланцы, кварциты, мраморы. Эта триада характеризует на карте и в разрезе (рис. 85) переход от пачки «сланец Каиндыбулак» к пачке «мрамор Чарбулак» и прослеживается на югозападе участка и в его северо-восточной четверти.

Второй реперный уровень, как и первый, представляет собой триаду: графит-кварцевые («углистые») сланцы, часто несущие рассеянную вкрапленность пирита, а местами — тонкозернистую серноколчеданную руду (1); слюдяно-кварцевые с редкими линзами кварцитов сланцы (2); мраморы или карбонатные сланцы (3). Эта триада характеризует переход от пачки «сланец Курганташ» к пачке «мрамор Ачикташ» и прослеживается практически на всей территории участка Ачикташ, кроме юго-запада и северовостока.

Прослеживание горизонтов, реперных литологических уровней на площади участка привело к выявлению многочисленных тектонических несогласий - разрывов, смятых, как и вся толща пород, в складки разного порядка. Предполевое дешифрирование аэрофотоснимков этих разрывов не обнаружило. Хорошо дешифриру-



Рис. 86. Структурные зоны участка Ачикташ.

I — границы зон и их номера; 2 тектонические пластины (а — «Чарбулак», б — «Ачикташ», в — «Макбель»).

ются на площади Макбальского выступа, как правило, только молодые, не смятые (прямолинейные в плане) малоамплитудные разломы, составляющие, вероятно, грани ячей сети планетарной трещиноватости. Полевое дешифрирование (уже после установления самого факта существования древнего разлома) помогает уточнять положение его следа. Разрывы разделяют

участок Ачикташ на ряд тектонических зон, восемь наиболее крупных из них показаны на рис. 86.

По типу разреза толщи, слагающей на эрозионном уровне зону или большую ее часть, сходными между собой оказываются, с одной стороны, зоны 1, 3, 5, а с другой — 2, 4, 6 и 7. Для разреза первого типа характерна такая последовательность пачек (см. карту и разрез на рис. 85): слюдяно-кварцевые, слюдяно-альбитовые кристаллические сланцы («сланец Каиндыбулак»); мраморы, доломиты («мрамор Чарбулак»); слюдяно-хлоритовые кристаллические сланцы («сланец Бимирсасай»). В этом разрезе маркирующим является первый реперный уровень. Для разреза второго типа характерен иной набор пород, включающий второй реперный уровень: мусковит-кварц-альбитовые, мусковит-карбонатальбитовые кристаллические сланцы с горизонтом «углистых» сланцев («сланец Курганташ»); мраморы, доломиты, карбонатные сланцы («мрамор Ачикташ»); пачка «сланец Каиндыбулак» или же очень близкая к ней по набору пород.

Северо-восточный угол участка Ачикташ, тектоническая зона 8, сложен породами не карбонатно-сланцевой, а кварцито-сланцевой толщи. В разрезе зоны выделяются мусковит-кварцевые с гранатом кристаллические сланцы (пачка «сланец Ачамайлы»); кварциты — мономинеральные, мусковитовые, турмалиновые («кварцит Макбель»).

Как свидетельствуют результаты детального изучения тектонических зон 1—8, все они сходны между собой по стилю тектонической структуры.

Облик тектонической структуры каждой зоны в значительной степени определяется асимметричными кливажными складками.



Рис. 87. Система складок в обрыве правого берега р. Ачикташ (схематизированное изображение).

I — мрамор; 2 — сланцы с деформированными будинами кварцитов; 3 — сланцы. Следы поверхностей: S_0 — слоистости, S_1 — раиней сланцеватости, S_2 — поздней сланцеватости; F_1 , F_2 — шарниры складок.

Эти складки представлены микроформами, мезоформами и макроформами, но ярче всего проявляются в масштабе обнажения (рис. 87) и при картировании небольших участков, сложенных контрастными по литологическому составу пачками.

Кливажные поверхности, генетически связанные с кливажными складками, настолько четко выражены в каждой тектонической зоне, что могут быть определены как главные структурные поверхности. В сланцевых пачках эти поверхности полностью доминируют над слоистостью, в пачках мраморов и кварцитов тоже проявляются достаточно резко — и на макроскопическом, и на микроскопическом уровнях.

Целый ряд наблюдений свидетельствует, что кливажные (г. авные структурные, или реперные) поверхности и генетически связанные с ними кливажные складки маскируют в бассейне р. Ачикташ более древнюю систему складок:

 на крыльях кливажных мезоскладок вместо нормальной (или перевернутой) последовательности напластования нередко обнаруживаются повторение одних и тех же пластов и замыкание их с образованием пересекаемых кливажем субизоклинальных складок (рис. 88). Осевые поверхности этих складок располагаются параллельно крыльям кливажных складок, изгибаясь в замковых частях последних;

2) системы кливажных поверхностей, условно изображенные на теологической карте в виде плавно изгибающихся пучков субпараллельных штриховых линий, несколько раз пересекают в пределах зоны одну и ту же пачку пород, что может быть объясненю



228

только в том случае, если признать существование крупных докливажных складок, или складок-пластин;

3) замки крупных докливажных складок иногда выявляются непосредственно в процессе картирования. Исключительно ясно бывают выражены замки меньших по размеру докливажных складок — с длиной крыльев в десятки метров;

4) системы поверхностей кливажа и сопряженные с ними кливажные складки развиты в метаморфизованных интенсивно деформированных породах с послойной кристалливационной сланцеватостью и будинаж-структурами. Образованию кливажа и кливажных складок несомненно предшествовали процессы, приведшие к сплющиванию, раздавливанию, послойному растаскиванию пород, трудно объяснимые вне связи с процессами складко- и чешуеобразования.

Подобно кливажным докливажные складки представлены различными по размеру формами. Типичными являются мезоскладки, наблюдаемые в пределах небольших (десятки квадратных метров) и крупных (сотни квадратных метров) обнажений. Уверенно выделяются макроскладки с длиной коротких крыльев во многие сотни метров. В сланцах, по-видимому, широко распространены докливажные микроскладки, но отличать их от кливажных затруднительно. Повсеместно устанавливается параллельность крыльев докливажных складок и кристаллизационной сланцеватости.

Кливажные и докливажные складки, обнаруженные в тектонических зонах бассейна р. Ачикташ, выявляются по изменению залогания поверхностей напластования. Но имеется множество складок более поздних, сформировавшихся после образования кливажных поверхностей и обнаруживаемых прежде всего по изменению условий залегания последних. На геологической карте райсна отчетливо видно общее дугообразное изгибание следов кливажных поверхностей; волнообразное изгибание кливажа можно обнаружить в любом обнажении на горизонтальных, наклонных и вертикальных срезах. Все эти изгибы имеют флексурообразный характер; угол между крыльями послекливажных складок, очерченных кливажными поверхностями, составляет обычно 90-130°, замковые части послекливажных складок характеризуются плавным изменением залегания кливажа. В хаотическом, на первый взгляд, распределении этих складок просматривается общая закономерность: подавляющее число флексурообразных складок это складки с крутыми осевыми поверхностями северо-западного простирания и шарнирами, погружающимися в юго-восточном направлении. Наряду с ними характерную группу составляют флексурообразные изгибы с пологопогружающимися шарнирами, ориентированными на каждом участке согласно с простиранием кливажа (типичным является восток-юго-восточное погружение шарниров), и мелкие изгибы с шарнирами, погружающимися к юг-югозападу, чаще всего в направлении падения кливажа.

Столь различная ориентировка шарниров флексурообразных послекливажных складок является результатом неоднократной де-

формации кливажных поверхностей. Наиболее вероятной представляется нижеследующая схема возрастной группировки послекливажных складок (от древних к молодым): а) складки с субгоризонтальными шарнирами, отчетливо наблюдаемые в вертикальных сечениях обнажений; б) складки с наклонными шарнирами, обусловленные существованием крутопадающих кинк-зон северозападного простирания. Азимут и угол наклона шарниров таких складок зависят от ориентировки поверхностей кливажа на конкретном участке. Для исследованного района с преимущественным падением кливажа в южных румбах типичным является погружение шарниров к юго-востоку; в) складки, связанные с системой крутопадающих кинк-зон северо-восточного простирания. Наибольший вклад в создание тектонической структуры района вносят складки группы «б».

Послекливажные складки представляют собой — в особенности в косых срезах — чрезвычайно своеобразные формы. Пачка пород, слагающая монолитную полосу на одном крыле послекливажной складки, при переходе к замковой части и другому крылу может «расщепляться, ветвиться». Если принять послекливажные антии синформы за обычные антиклинали и синклинали, легко прийти к ошибочному выводу о резких, совершающихся на очень коротких расстояниях фациальных замещениях.

В строении тектонических зон существенную роль играют малоамплитудные, согласные со слоистостью или кливажем разрывные нарушения. Еще более важны разрывы, служащие границами тектонических зон. Основу разрывной тектоники района составляют, таким образом, не прямолинейные, чаще всего малоамплитудные, разрывы, придающие тектонической структуре мозаичный характер, а соскладчатые разрывы, тесно связанные с докливажными и кливажными складками.

Наиболее крупные разрывы, разграничивающие тектонические зоны, характеризуются волнистым изгибанием поверхности сместителя, почти повсеместно находятся в дискордантных соотношениях с кливажем (главными структурными поверхностями) и в целом параллельны крыльям кливажных складок. В связи с этим они определены как раннескладчатые разрывы, сопряженные с докливажными складками.

Несколько менее уверенно выделяются разрывы, сопряженные с кливажными складками. Основная их особенность — параллельность поверхностям кливажа. Лучшими примерами разрывов этой группы являются разрывы на Ачикташском рудном поле, на границе зон 3 и 4, по северо-восточной кромке поля развития кварцитов (зона 8).

Среди послекливажных разрывов и трещин яснее других выражена система крутопадающих малоамплитудных сдвигов северовосточного простирания. Разрывы этого направления надежно документируются на Ачикташском рудном поле.

Замечательная особенность тектонической структуры исследованного района заключается в том, что сместители раннесклад-

чатых (докливажных) разрывных нарушений наклонены, как правило, очень полого и при мысленном их продолжении могут быть соединены друг с другом. Тем самым выделяются обширные по размерам (в десятки и сотни квадратных километров) субгоризонтальные тектонические поверхности. Эти поверхности служат границами зон, занимающих разное гипсометрическое положение и отличающихся набором и последовательностью залегания литодогических пачек. Отсюда следует вывод: рассматриваемые поверхности являются надвиговыми поверхностями, разделяющими крупные тектонические пластины мощностью несколько сотен метров каждая. Характер тектонических пластин и их соотношения показаны на геологическом разрезе (рис. 85). Каждой из трех выделенных пластин дано название пачки, наиболее характерной для разреза пластины. Пластина Чарбулак объединяет в себе образования тектонических зон 1, 3, 5. Вышележащая пластина Ачикташ охватывает зоны 2, 4, 6 и 7. Тектоническая зона 8 отнесена к пластине Макбель. Мощность разреза докембрийских пород в пределах обнажающихся пластин не превышает 1 км. Состав и строение автохтона, лежащего под пластиной Чарбулак, остаются неизвестными, но, по-видимому, ему также свойственно чешуйчатое строение, в связи с чем автохтон выделен в качестве комплекса нижних пластин.

Одним из результатов детальных исследований на участке Ачикташ являются новые представления о тектонической структуре всего Макбальского выступа (рис. 89, ср. с рис. 6). Особенности этой структуры легче всего объясняются в том случае, если рассматривать ее как пакет тектонических пластин, сложенных кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами и амфиболитами. Площадь каждой пластины соизмерима с размерами Макбальского выступа, толщина колеблется в пределах нескольких сотен метров. Граничные поверхности пластин представлены поверхностями надвигов (горизонтальных сдвигов).

В тектонической структуре каждой пластины ведущую роль играют субизоклинальные, чаще всего лежачие асимметричные докливажные складки, генетически связанные с кристаллизационной сланцеватостью. Последняя параллельна крыльям субизоклинальных складок, согласна с общим залеганием поверхностей напластования и с ограничивающими тектонические пластины разрывами. Наиболее крупные субизоклинальные складки, по-видимому, являктся результатом перемещения по этим разрывам. Меньшие по размерам складки связаны со второстепенными разрывами, ориентированными согласно с граничными поверхностями пластин, кристаллизационной сланцеватостью и осевыми поверхностями складок. Разрывы и в этом случае, по-видимому, первичны по отношецию к складкам: возникновение складок является следствием перемещения пород вдоль поверхностей разрывов.

Весь комплекс тектонических пластин, включая пластины, вскрывающиеся по периферии Макбальского выступа (сложенные образованиями, относимыми к кенкольской и караарчинской се-





1 — участки сплошного развития кайнозойского чехла; 2 — покров палеогеновых (?) базальтов; 3 — каменноугольные карбонатно-терригенные образования; 4 — силурийские терригенные образования; 5 нижнепалеозойские (ордовикские?) гранитоиды; 6 — кембрий (филлит-лшмо-спилитовый комплекс); 7—11 — рифсй (?): 7 — рассланцованные гранитоиды, 8 — кварцито-спанцевая толща, 9—11 — карбонатно-сланцевая толща (9 — верхняя, 10 средняя. 11 — нижняя подтолщи); 12 — границы сгратиграфические и интрузивиые; 13 -стратиграфические несогласия; 14 -- разрывные нарушения (в основиом надвиги); 15 контуры участка Ачикташ.

риям), пронизан круто- или умеренно крутопадающим кливажем, секущим и слоистость, и кристаллизационную сланцеватость, и согласные со сланцеватостью разрывы. С системой кливажных трещин генетически связана система асимметричных умеренно сжатых кливажных складок, наложенных на лежачие субизоклинальные складки. Возникновение этой системы складок следует связывать с перемещеннем микролитонов, ограниченных кливажными поверхностями, в результате чего возникают складки разных рангов — от крупных (с длиной коротких крыльев километр и более) до микроскопических, ясно различимых в сланцевых пачках.

Сопряженные с кливажем асимметричные умеренно сжатые складки обычно характеризуются пологим погружением шарниров. В наблюдаемых на дневной поверхности косых поперечных сечениях они выглядят как сильно сжатые, приближающиеся к суб-

изоклинальным; на их крыльях и в замках видны косые сечения более ранних субизоклинальных складок. Все это в условиях сильно расчлененного рельефа и преимущественно пологого залегания пород приводит к крайне сложному пространственному распределению пачек на площади Макбальского выступа. Изометрические поля развития той или иной пачки распадаются на полосы (рукава), невыдержанные по ширине, изгибающиеся в плане, с разнообразными по размеру и причудливыми по форме пятнами -- участками распространения пород, принадлежащих к соседним пачкам. Столь же сложную форму имеют на дневной поверхности следы разрывов, ограничивающих тектонические пластины, цепочки амфиболитовых тел. Хорошо заметные на картах Макбальского выступа концентрически расположенные полосы пород, ограниченные изгибающимися в плане следами полого наклоненных разрывов, представляют собой косые сечения тектонических пластин, а внутренний рисунок этих полос обусловлен в основном формой косых сечений кливажных макроскладок, вобравших в себя деформированные докливажные макроскладки.

Дополнительную сложность в тектоническую структуру Макбальского выступа вносят открытые и пологие послекливажные складки разных рангов. Волнообразные, самые различные по масштабам изгибы поверхностей кливажа можно наблюдать на любом участке Макбальского выступа в горизонтальных и вертикальных сечениях. На детальных картах эти изгибы выражаются постепенным изменением элементов залегания кливажа. Юговосточное замыкание Макбальского «купола», где происходит смепа северо-западного простирания кливажных поверхностей на северо-восточное, может рассматриваться как замковая часть послекливажной мегаскладки с шарниром, погружающимся к юго-востоку. Еще более крупный изгиб кливажных поверхностей на северо-западном замыкании Макбальского «купола», изгиб, определяющий общую форму всей Макбальской структуры, представляет собой послекливажную мегаскладку с шарниром, погружающимся к северо-западу. Северо-западная ориентировка шарниров послекливажных складок является наиболее характерной и хорошо увязывается с существованием кинк-зон и зон трещиноватости (позднего кливажа) северо-западного простирания.

При образовании послекливажных складок претерпели деформацию пакеты кливажных складок, вновь исказились докливажные складчатые формы, произошло некоторое изгибание тектонических пластин. Тектоническая структура Макбала приобрела облик, близкий к современному.

Остальные структурные элементы, известные в пределах Макбальского выступа, проявляются как четко дискордантные по отношению к сложнодислоцированному комплексу допалеозойских нижнепалеозойских образований. Это, во-первых, ордовикские гранитоидные интрузии, обнажающиеся на юго-западном и восточном флангах выступа и как бы цементирующие сложную чешуйчатую структуру Макбала; во-вторых, комплекс среднепалеозойских отложений, которые развиты вдоль северного края выступа и с резким азимутальным несогласием перекрывают допалеозойские и обрамляющие выступ нижнепалеозойские образования; это, в-третьих, крутопадающие разрывы северо-восточного и широтного простирания, наложенные на складчато-чешуйчатую структуру.

Подытоживая все приведенные выше данные, можно определить тектоническую структуру Макбальского выступа как пакет складок-пластин, вначале переработанный в систему кливажных складок, деформирующих поверхности слоистости, кристаллизационной сланцеватости и раннескладчатых разрывов, позднее осложненный послекливажными складками, деформирующими поверхности кливажа, позднескладчатые согласные с кливажем разрывы и все более ранние структурные элементы, а затем несколько нарушенный блоковыми перемещениями по крутопадающим

Заключая морфологическую характеристику тектонической структуры Макбальского выступа, можно отметить, что в ней четко распознается последовательный ряд структурных парагенезисов, свойственных сложнодислоцированным комплексам. Раннескладчатый структурный парагенезис представлен здесь докливажными складками F₁, крупными (ограничивающими тектонические пластины) разрывами Р, параллельными осевым поверхностям докливажных складок, второстепенными разрывами Р₁, локализующимися внутри пластин, кристаллизационной сланцеватостью S₁, вдоль поверхностей которой нередко развиваются будинаж-структуры. Позднескладчатый структурный парагенезис объединяет кливажные складки F_2 , кливаж S_2 , позднескладчатые, параллельные кливажу разрывы P_2 , вдоль которых отмечается некоторое смещение тектонических пластин раннескладчатого структурного парагенезиса. Послескладчатый структурный парагенезис представлен послекливажными складками F₃, которые иногда сопровождаются кливажем S_3 . Среди складок F_3 имеются разновозрастные складчатые формы, которые могут быть обозначены как $F^1{}_3, F_3{}^2$ и $F_3{}^3,$ причем наиболее рельефно отражаются складки F²₃, связанные с кинкзонами северо-западного простирания. В послескладчатый структурный парагенезис входят также послескладчатые крутопадающие разрывы широтного и северо-восточного направления и разнообразные по ориентировке, тоже крутопадающие трещины P₃.

АНАЛИЗ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

5.1. ГРАФОАНАЛИТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Значительные возможности повышения качества и эффективности исследований тектонических структур при геологосъемочных работах связаны с внедрением в практику этих работ математических методов и приемов. Эти методы и приемы должны обеспечить возможность использования при описании и сопоставлении конкретных структур достаточно точных количественных характеристик по определенному набору параметров.

Попытки решения проблемы математизации исследования тектонических структур или разработка отдельных аспектов этой проблемы предпринимались многими исследователями. Наиболее крупные работы в этом направлении выполнены М. В. Гзовским [1971] и А. В. Вихертом [1977]. Принципиальные основы подхода к решению указанной проблемы заложены в работах В. Шмидта [Schmidt W., 1932] и А. Надаи [1969].

5.1.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Возникновение тектонических (деформационных) структур связано с перемещениями (дислокациями) составных частей (элементов) деформируемых геологических тел, с изменениями их «абсолютных» и относительных положений. Соответственно этому необходимым условием исследования тектонической структуры, деформации тела, обладающего данной структурой, и механизма этой деформации является исследование упомянутых изменений. В применении к структурам, возникшим в результате деформации слоистых геологических тел, такое исследование может быть сведено к исследованию распределения «абсолютных» и относительных смещений элементов слоя по его длине, точнее по длине его проложения в соответствующей системе координат.

Графическое изображение положения слоя в изучаемом разрезе тектонической структуры в принципе содержит полную информацию об интересующем нас распределении. Для расшифровки этой информации необходимо знать или с достаточной степенью достоверности предполагать характер движения элементов слоя при деформации, траектории их движения. Знание указанных траекторий позволит в каждом конкретном случае выбрать систему координат, пригодную для исследования данного распределения смещений, данной тектонической структуры.

Наиболее простой вид траекторий смещений элементов слоев свойствен процессам образования структур простого (плоскопараллельного) сдвига, т. е. проявлениям сдвигового механизма структурообразования. Этот механизм, проявляющийся в качестве реакции геологических тел на воздействие различных деформирующих нагрузок (сдвиговой, сжимающей и растягивающей) характеризуется поступательными перемещениями элементов слоев, разделенных параллельными разрывными нарушениями, вдоль упомянутых нарушений. Соответственно в случаях проявления указанного механизма траектории элементов слоев представляют собой прямолинейные отрезки, параллельные друг другу. Это обстоятельство делает исследование распределения смещений предельно простым, обеспечивая возможность успешного применения прямоугольной системы координат и соответственно простого графоаналитического метода исследования.

В случае проявлений других механизмов структурообразоваиия, таких, например, как продольный или поперечный изгиб, траектории смещений элементов слоев криволинейны и различным образом ориентированы в пространстве. Это существенно осложняет залачу математического исследования распределения смещений ь структурах изгиба, хотя, разумеется, не делает ее неразрешимой.

Задача дальнейшего изложения ограничивается освещением возможностей применения графоаналитического метода к исследованню структур сдвига, реализованных в исходно слоистых геологических телах, и рациональных приемов такого исследования. Хотя структуры сдвига не представляют всех тектонических структур, они составляют весьма значительную, если не сказать преобладающую, их часть. Поэтому поле возможного применения упомянутых метода и приемов достаточно обширно.

Сдвиговый механизм структурообразования весьма наглядно проявлен в складчатых структурах, называемых складками скалывания, кливажными складками, складками ламинарного течения. Наглядно проявлен этот механизм также в образовании разнообразных разрывных нарушений: сбросов, надвигов, сдвигов и т. д. С точки зрения механизмов их образования все они, за исключением чистых раздвигов (разрывов растяжения), представляют собой сдвиги [Надай А., 1969]. Традиционное для геологии употребление термина «сдвиг» в значении, отличном от его значения в механике, создает определенные трудности в изложении вопросов геологической механики. Эти трудности отпадут, если в классификации тектонических разрывов вместо термина «сдвиг» употреблять термин «горизонтальный сдвиг», имея в виду горизонтальное положение векторов относительных смещений блоков, разделенных разрывом.

Количественная основа качественного отличия сдвигов-разрывов от складок сдвига состоит в локализации сдвига в окрестностях одной поверхности разрыва, тогда как при образовании скла-



Рис. 90.

а — рисунки А. Надан, поясняющие механизм искажения исходной плоскопараллельной слоистости при пересечении ее одной кососекущей зоной сдвига (слева) и двумя взаимопересекающимися такими зонами (справа); б — складки в кайнозойских отложениях, Памир, хр. Петра Великого (по И. В. Кирилловой).

док сдвиг реализуется в окрестностях некоего множества параллельных поверхностей.

Наглядно выражена сдвиговая природа дислокаций в строении так называемых полос излома (кинк-бандов, кинк-зон).

Однако наглядное выражение отнюдь не является неотъемлемым свойством проявлений сдвигового механизма структурообразования. Во-первых, поверхности сдвига (скольжения) могут быть настолько дисперсно распределены в породе и размеры смещения по отдельным поверхностям настолько малы, что эти смещения не воспринимаются зрительно, и деформация исходной плоскопараллельной слоистой структуры представляется непрерывной. Во-вторых, деформация геологических тел часто сопровождается перекристаллизацией слагающих их горных пород, затушевывающей поверхности скольжения. Поэтому проявлений сдвигового механизма структурообразования в природе много больше, чем наглядных его выражений. Как давно уже отмечали В. Шмидт [Schmidt W., 1932] и А. Надан [1969], структуры простого сдвига распространены в природе значительно шире, чем это представляется большинству исследователей, и к ним относятся многие структуры, принимаемые обычно за структуры изгиба, выпучивания и т. д.

Оценить соответствие представлений В. Шмидта и А. Надаи действительным процессам можно, сопоставив «теоретические» рисунки, приводимые А. Надаи для пояснения механизма образования складчатых структур сдвига (рис. 90, *a*), с реальной складчатой структурой, наблюдаемой на Памире в кайонозойских отложениях хр. Петра Великого (рис. 90, *б*). Сопоставление этих изображений наглядно демонстрирует возможность на основе упомянутых представлений просто объяснить механизм образования структуры, истолкование которого с позиций других представлений затруднительно.

Как можно видеть из приводимых ниже рисунков, в качестве структур простого сдвига весьма удовлетворительно аппроксимируется обширный круг характерных (типоморфных) структур, хорошо знакомых большинству геологов. На этих же рисунках отражены рациональные приемы математического (графоаналитическото) описания и исследования рассматриваемых структур: ограничение области исследования, выбор системы координат и разложелие сложных графиков на простые составляющие.

5.1.2. ОГРАНИЧЕНИЕ ОБЛАСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ И ВЫБОР СИСТЕМЫ КООРДИНАТ

Во всех случаях локального проявления сдвиговых смещений в пределах наблюдаемого разреза слоистых образований (рис. 91, *a*, *б*) область исследования должна быть ограничена участком проявления этих смещений, как это сделано на упоминавшихся уже рисунках А. Надаи. Границы таких участков определяются как геометрические места точек сопряжения деформированных поверхностей с недеформированными. На графиках эти границы отражены в виде точек сопряжения искривленных участков с прямолинейными. Вовлечение в исследование деформации участков, в которых эта деформация не проявлена, не только не добавило бы полезной информации, но, более того, сделало бы невозможным выявление действительных закономерностей распределения смещений элементов слоев в участках проявления деформации.

Как уже отмечалось выше, структуры простого сдвига могут быть исследованы в прямоугольных системах координат. Необходимым условием успешного применения последних является правильная их ориентировка. В каждом конкретном случае исследования используемая система координат должна быть ориентирована таким образом, чтобы ее ось ординат была параллельна векторам сдвига, т. е. траекториям реальных перемещений элементов слоев в процессе формирования исследуемой структуры. При соблюдении этого условия графическое изображение положения деформированного слоя в избранной системе координат представля-



Рис. 91. Графики и уравнения распределения «абсолютных» (у) и относительных (у) смещений в некоторых характерных структурах сдвига.

a = одиночная косинусовдальная анликлиналь (вал, купол); б — одиночная шевронная складка; в — периодическая косинусондальная структура; г — периодическая шевронная структура; д — структура чередующихся торстов н грабенов. На рисунках а и б уравнения относятся только к золам сдвига (от $-\tau$ до $+\pi$).

ет собой график функции y = f(x), отражающей распределение отклонений элементов слоя от их исходных положений, т. е. значений «абсолютных» смещений этих элементов, и наклон исходной слоистости в этой системе координат. Первая производная указанной функции y' = f'(x) отражает распределение относительных смещений элементов слоев.*

Если, не соблюдая этого условия, пытаться исследовать все структуры сдвига в привычной для нас «геоцентричной» системе координат с вертикальной ориентировкой оси ординат, то окажется возможным лишь исследование структур вертикального сдвига. При попытках приложения «геоцентричной» системы к структурам наклонного сдвига обнаруживается, что графические изображения структур не всегда могут рассматриваться в качестве графиков простых математических функций. Как справедливо заметид А. В. Вихерт [1977], они не являются таковыми, например, в случае опрокинутого залегания крыльев складок (одному значению аргумента соответствует более одного значения функции).

Отмечая это же обстоятельство, М. В. Гзовский [1971] в качестве выхода из положения предлагал введение в описание структуры дополнительной параметрической зависимости, отражающей, по существу, переход от прямоугольной системы координат к косоугольной. Такая операция в значительной мере усложняет математическое описание структуры.

Между тем указанным выше выбором ориентировки прямоугольной системы координат достигается не только соответствие графического изображения любой структуры сдвига графику математической функции, но и ясное выражение физического смысла этой функции.

Практически ориентировка сдвига определяется по ориентировке кливажа скалывания или более крупных разрывных нарушений, сопряженных со складчатостью, если таковые имеются. При отсутствии их она может быть определена по ориентировке поверхностей, объединяющих однотипные характерные линии структуры: линии перегибов или издомов слоев, линии перехода от недислоцированного залегания слоев к дислоцированному на границах зон проявления сдвига и т. д.

Ориентировав систему координат, необходимо выбрать удобное для исследования положение начала координат, при котором аналитические выражения графика наблюдаемой структуры и функции распределения смещений имели бы простейший из возможных вид. При исследовании полных разрезов структур сдвига, когда на графике представлены ограничения зоны сдвига (рис. 91, *a*, *б*, 92), пачало координат целесообразно совмещать с серединой прямого отрезка, соединяющего концы деформированного участка слоя. Для флексур сдвига (рис. 92) середина этого отрезка является центром симметрии структуры. При исследовании фрагментов структур сдвига, когда положение границ участка проявления деформации неизвестно (рис. 91, *в*, *г*, *д*), положение начала координат приходится выбирать, сообразуясь с геометрическими особенностями доступной для наблюдения части структуры, в частности с проявлениями периодичности в ней.

Учитывая существенную роль таких проявлений, измерения по оси абсцисс целесообразно вести в радианной мере, обеспечивающей возможность выявления наиболее общих закономерностей распределения смещений, которые описываются гармоническими функциями. Переход от радианной меры к метрической и наоборот

16 3as 523

^{*} Не имея переменной составляющей, характеризующей наклон исходной слоистости, графики и уравнения у' характеризуют деформацию, испытанную слоистой структурой, в более чистом виде, чем графики и уравнения у. Однако последние ближе соответствуют графикам и уравнениям наблюдаемых структур (рис. 91, 92 и др.), в ю многих случаях полностью совпадают с инми. Поэтому в дальнейшем изложении и сопровождающих его иллюстрациях рассматриваются главным образом виды функции у.



Рис. 92. Вариации морфологии флексур сдвига в зависимости от ширины зон сдвига и ориентировки сдвига относительно исходной слоистости.

Графики и уравнения распределения «абсолютных» (у) и относительных (у') смещений в рассматриваемых флексурах. Уравнения относятся только к зопам сдвига (от $-\pi$ до $\pm\pi$).

обеспечивается определением метрического значения периода (2π) или длины волны (λ) графика. Указанием метрического значения $2\pi = \lambda$ и значений коэффициентов в уравнении гармонической функции описание графика любой конкретной структуры строго индивидуализируется. Геометрический смысл коэффициентов в уравнении гармонической функции вида $y = a \sin kx$ иллюстрирует рис. 93. Как видно из упомянутого рисунка, коэффициент a характеризует амплитуду синусоиды, а коэффициент k — частоту, т. е. величину, обратную ее периоду (длине волны). Отсюда условие подобия синусоид различных порядков ak = const.



Рис. 93. Геометрический смысл коэффициентов a и k в уравнении синусонды $y \approx a \sin kx$.

Последовательность развития синусоидальной структуры сдвига характеризуется увеличением значения *a* при неизменном значении *k* (рис. 94). Отсюда степень развития такой структуры, степень дислоцированности исходной плоскопараллельной структуры может быть охарактеризована коэффициентом дислоцированности *D*, равным отношению амплитуды синусоиды к длине ее волны.



5.1.3. ОПИСАНИЕ И ИССЛЕДОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ СТРУКТУР

Флексуры

Исследование с соблюдением оговоренных выше условий обширной группы флексур слвига, варьирующих по ширине зоны проявления сдвига и угловому соотношению сдвига с исходной слоистостью (рис. 92), обнаруживает, что при всем многообразии морфологических разновидностей этих флексур закономерности распределений смещений элементов слоев в них однотипны. Во всех случаях они описываются уравнениями вида $y = kx + \sin x$. Другими словами, морфологические разновидности флексур сдвига значительно многообразнее распределений смещений, обусловивших их образование. Это обстоятельство связано с вариациями морфологии флексур в за-

Рис. 94. Последовательность развития синусондальной структуры сдвига.

висимости от угловых соотношений сдвига с исходной слоистостью образований, отраженными в вертикальных рядах структур, изображенных на рис. 92. Другие факторы, к примеру пространственная ориентировка исходной слоистости и сдвига, на морфологию структур не влияют. Любая из представленных на рассматриваемом рисунке структур может наблюдаться в любой пространственной ориентировке. По коль скоро при заданном распределении смещений сохраняется заданное угловое соотношение сдвига со слоистостью, морфология структуры остается неизменной.

Как видно из рис. 92, в тех случаях, когда сдвиг ориентирован перпендикулярно к исходной слоистости (поперечный сдвиг), морфология структуры сдвига полностью соответствует распределению смещений (верхний горизонтальный ряд структур на рис. 92). В случаях, когда слвиг сечет исходную слоистость под косым углом (косой сдвиг), морфология структуры не повторяет графика распределения смещений (средний и нижний горизонтальные ряды структур на рис. 92). При этом характер изменения морфологии структур определенным образом зависит от значения угла с сечения сдвигом исходной слоистости. Поэтому указанный угол является важным количественным параметром, определяющим морфологические особенности флексур. Угол ф определяется как угол между осевой плоскостью зоны сдвига и поверхностью напластований пород в исходном (до деформации) положении последних, отсчитываемый от поверхности напластования в одном из крыльев флексуры (за пределами зоны сдвига) в направлении выхода этой поверхности в противоположном крыле. Значения ф могут изменяться в пределах от 0 до 180°. В верхнем ряду структур на рис. 92 $\varphi = 90$, в среднем — 45, в нижнем — 135°.

Более детально зависимость морфологии флексур сдвига от значения φ иллюстрирована горизонтальными рядами структур на рис. 95. На этом рисунке представлена группа структур сдвига с одинаковой шириной зон сдвига. При одинаковом с рис. 92 общем законе распределения смещений в зонах ($y = kx + a \sin x$) в отличие от рис. 92, где значения k и a в каждом вертикальном ряду одинаковы, в вертикальных рядах рис. 95 значения k и aот верхних структур к нижним последовательно увеличиваются, отражая увеличение сдвигового смещения.

В целом из рассмотрения групп структур, представленных на рис. 92 и 95, следует, что морфологические особенности обширного множества структур, объединенного общим законом распределения смещений, характеризуемым уравнением вида $y = kx + a \sin x$, определяются ограниченным набором количественных параметров. Этих параметров четыре: ширина зоны сдвига (в рассматриваемых структурах она совпадает с длиной волны λ или периодом 2π синусоидальной составляющей уравнения), угол ϕ сечения слоистости сдвигом, значение k в линейной составляющей уравнения, значение a в синусоидальной его составляющей. Указание (определение) этих параметров однозначно индивидуализирует описа-



ние любой конкретной структуры, принадлежащей к рассматриваемому множеству. При сопоставлении конкретных структур с цельювыяснения меры их сходства или различия необходимо сопоставление по всем этим четырем параметрам.

Рассмотрение упомянутых выше групп структур наглядно выявляет морфогенетическое родство флексур сдвига с разрывными нарушсниями, в которые они переходят, когда ширина зоны сдвига приближается к нулю, то есть зона сдвига вырождается в поверхность (рис. 92). Наглядно выявляется также морфогенетическое родство флексур со структурами, обычно не сопоставляемыми с ними (рис. 95), в частности со структурами, характерными для зон рассланцевания и милонитизации (рис. 95, *д*, *4*). Накопец, в этих структурах наглядно выявляются искажения мощностей слоев в процессе образования структур сдвига. Эти искажения могут быть весьма значительными как в направлении увеличения мощности в сравнении с исходной (рис. 95, *a*, *1*, *2*), так и в паправлении ее уменьшения (рис. 95, *д*, *3*. *4*).

Периодические складчатые структуры

Распределения смещений, описываемые в общем виде уравнением $y = kx + a \sin x$, кроме рассмотренных выше флексур обнаруживаются также при исследовании складчатых структур, осложняющих залегание пород на крыльях более крупных складок и принимаемых обычно за складки волочения (рис. 96). В отличие от флексур синусондальная составляющая распределения смещений в этих структурах представлена не одним периодом, а несколькими. Еще более существенное отличие от флексур состоит в том, что составляющие графиков, аппроксимируемые как линейные, представляют собой отрезки крупных синусоид или более сложных гармонических кривых, кривизна которых не выявляется в пределах наблюдаемого участка структуры. В случаях, когда мелкие синусоидальные складки осложняют синусоидальную же крупную складку, распределение смещений более строго описывается уравнением вида $y = \sin x + (\sin mx)/m$, где m — отношение размеров (длины волны и амплитуды) основной синусоиды к размерам осложняющей.

В более наглядном виде эта закономерность распределения смещений обнаруживается при наблюдениях мелкой складчатости, осложняющей залегание слоев в замковых частях более крупных складок. Такими наблюдениями часто устанавливается развитие в замках складок мелкой складчатости, захватывающей один или несколько тонких прослоев, которые отличаются по составу от вмещающей пачки-пород, образующей основную складку. Обычно в осевой части замка основной складки расположена наиболее крупная и наиболее симметричная осложняющая складка. По мере удаления в обе стороны от оси замка осложняющие складки постепенно становятся все менее симметричными и менее резко выраженными, а на крыльях основной складки обозпачаются еле



Рис. 96. Вариации сочетаний линейных и синусоидальных распределений смещений.

заметно. Такая структура была впервые описана А. Геймом в 1878 г. и позже многократно описывалась в геологической литературе.

График распределения смещений в прослое, захваченном мелкой складчатостью, отстроенный на всем протяжении полуволны крупной складки (рис. 97, а), раскладывается на два синусоидальных составляющих графика. Один из них $(\sin x)$ соответствует распределению смещений вмещающей пачки. Другой $(\sin 41x)/41$ отражен только в деформации этого прослоя.

Нечетное значение коэффициента в уравнении второго графика обозначено не случайно. Харак-

терная для рассматриваемых структур приуроченность к оси замка основной складки наиболее крупной и симметричной осложняющей складки возможна только при нечетном значении этого коэффициента. Поэтому к данному выше определению коэффициента m в уравнении общего вида ($y = \sin x + (\sin mx)/m$) следует добавить, что m — нечетное целое число.

Существенно, что слабая выраженность осложняющей складчатости на крыльях основных складок не является непременным свойством рассматриваемого распределения смещений. Она имеет место только при значительной крутизне складок (большом отношении амплитуд складок к их длине волн) в сочетании с большим значением коэффициента *m*. При небольших значениях *m* осложняющая складчатость бывает четко выражена н при довольно большой крутизне складок (рис. 97, б). Как видно на упомянутом рисунке, в участках, соответствующих крыльям основной синусоиды, результирующий график имеет ступенчатую форму, образованную чередованием плавно сочленяющихся отрезков субгоризон-



Рис. 97. Сочетания двух (а, б) и трех (в) синусондальных распределений смещений различных порядков.

щении различных порядков. Отрезок крыла основной синусонды на рисунке в аппроксимирован как отрезок прямой.

тального и субвертикального залегания. Относительные смещения слоев максимальны в средних частях субвертикальных отрезков графика. К этим частям приурочены зоны наиболее вероятного возникновения разрывов, обозначенные на рисунке штриховыми линиями.

Фрагменты структур с распределением смещений, аналогичным представленному на рис. 97, б, достаточно часто наблюдаются в разрезах сложнодислоцированных слоистых образований. В частности, для так называемых зон смятия весьма характерны плойчато-чешуйчатые структуры, образованные сериями чешуй, разделенных субпараллельными поверхностями разрывов. Часто внутри чешуй слои образуют S-образные изгибы. Слои ориентированы почти параллельно разрывам вблизи последних. Структурам таких чешуй соответствуют упомянутые выше участки результирующего графика на рис. 97, б, ограниченные штриховыми линиями.

Иногда залегание отдельных прослоев в средних частях таких чешуй осложнено мелкими складками, затухающими по мере приближения прослоя к краям чешуи. В структурах, образуемых этими прослоями, отражено смещение по трем синусоидам разных размеров, представленное на рис. 97, в. На этом рисунке отрезок крыла основной синусоиды аппроксимирован в качестве отрезка прямой, в связи с чем уравнение распределения смещений прослоя, захваченного мелкой складчатостью, записано на нем в виде $y=2x+\sin x+(\sin 21x)/21$. Если отказаться от допущенного здесь упрощения, проявленная в этом случае закономерность распределения смещений должна быть выражена в общем виде уравнением $y=\sin x+(\sin mx)/m+(\sin nx)/n$, где m и n — нечетныс числа. Из изложенного выше можно заключить, что наряду с простыми гармоническими распределениями смещений (по одной синусонде или косинусонде) достаточно характерны распределения, описываемые гармоническими функциями, представленными суммами двух и более синусонд, размеры которых соотносятся как нечетные целые числа. Существенно, что уравнения этих распределений: $y = \sin x$, $y = \sin x + (\sin mx)/m$ и $y = \sin x + (\sin mx/m + + (\sin nx)/n - представляют собой неполные выражения беско$ $нечного ряда Фурье вида <math>y = \sin x + (\sin 3x)/3 + (\sin 5x)/5 + ...,$ описывающего распределение смещений в структурах чередующихся горстов и грабенов (рнс. 91, ∂). Это обстоятельство с еще одной стороны освещает природу морфогенетического родства разрывных и складчатых структур, отмечавшегося при рассмотрении флексур.

Распределение смещений в шевронных складчатых структурах (рис. 91, *г*) описывается бесконечным рядом Фурье вида $y = \cos x + (\cos 3x)/3^2 + (\cos 5x)/5^2 + \dots$

Так же как и при исследовании флексур, рассмотренных в начале раздела, при исследовании любых складчатых структур необходимо иметь в виду, что контуры наблюдаемых структур сдвига совпадают с контурами графиков распределения смещений только в случаях поперечного сдвига. Поэтому морфологические разновидности этих структур гораздо многообразнее морфологических разновидностей графиков распределений смещений.

Так, при гармоническом синусоидальном или косинусоидальном распределении смещений в случае поперечного сдвига исходная плоскопараллельная структура слоистой пачки пород преобразуется в гармоническую складчатую структуру, контуры которой строго соответствуют контурам графика распределения смещений (рис. 66, a). При этом образуются симметричные (прямые) гармонические складки. В случаях косого сдвига при таком же распределении смещений образуются асимметричные складки (рис. 66, δ), контуры которых тем более отличаются от контуров графиков распределения смещений, чем более угол сечения исходной слоистости сдвигом отличается от 90°.

Аналогичные вариации морфологии структур в зависимости от значений этого угла проявляются при любых распределениях смещений.

Как можно видеть из рассматривавшихся выше сложных графиков распределений смещений (рис. 97), асимметричные складки образуются и при поперечном сдвиге как результат наложения гармонических распределений различных порядков. Так что причины асимметричного строения конкретных складок могут иметь двоякий характер, причем возможно одновременное проявление двух причин. Последовательное геометрическое исследование структуры обеспечивает возможность количественного учета роли каждой из них. Однако эта задача имеет скорее теоретический, чем практический интерес. Поэтому на рассмотрении приемов ее решения мы здесь не останавливаемся.

Сочетания периодических складчатых структур и флексур с разрывными нарушениями

В завершении рассмотрения приемов исследования структур сдвига и некоторых результатов такого исследования ниже рассматриваются ход и результаты исследования двух конкретных тектонических структур различных порядков: структуры Майско-Кыллахской структурно-формационной зоны в Южно-Верхоянской складчатой области и одной из высокопорядковых зон сдвига в пределах этой же структурно-формационной зоны.

Майско-Қыллахская структурно-формационная зона представляет собой элемент складчатого обрамления Сибирской платформы, простирающийся в меридиональном направлении и ограниченный с запада и востока крупными разрывными нарушениями. Располагаясь на правобережье среднего течения р. Алдан, Майско-Кыллахская зона соприкасается по упомянутым разломам с Вилюйской синеклизой Сибирской платформы на западе и с Сетте-Дабанской структурно-формационной зоной Южно-Верхоянской складчатой области на востоке. Особенности геологического строения и истории развития Майско-Кыллахской зоны охарактеризованы в работе А. К. Иогансона и А. П. Кропачева [1978 г.], выделивших ее в составе Южно-Верхоянской складчатой области.

Распределение смещений исследовано в широтном разрезе Майско-Кыллахской зоны, пересекающем ее по линии, проходящей вблизи устья левого притока р. Аллах-Юнь — р. Половинки. В пределах этого разреза в строении Майско-Кыллахской зоны принимают участие осадочные образования среднего и верхнего рифея, венда, нижнего и среднего кембрия, нижней и средней юры, а также формация интрузивных диабазов предположительно девонского возраста.

Характерной особенностью тектонической структуры Майско-Кыллахской зоны, обнаруживающейся при наблюдении обнажений по р. Аллах-Юнь, является падение осевых поверхностей складок различных размеров и типов к востоку. Такая же ориентировка свойственна кливажу скалывания (осевой плоскости) и подавляющему большинству разрывных нарушений. Наклон этих структурных элементов колеблется в основном от 45 до 75°.

Второй характерной особенностью этой структуры является наличие системы субпараллельных крупных надвигов, ограничивающих Майско-Кыллахскую зону и разделяющих ее на три примерно равновеликих блока сходного строения шириной (в горизонтальном проложении) 12–13 км. В каждом из этих блоков наблюдается синусоидальный изгиб слагающих его толщ, соответстеующий полному периоду синусоиды, причем западная часть каждого блока соответствует антиклинальной, а восточная — синклинальной зоне. Синусоидальные изгибы наложены на наклоны структур блоков к востоку, связанные со смещениями по надвигам, ограничивающим блоки. Схема графоаналитического исследования распределения смещений в рассматриваемом разрезе представлена на рис. 98. Исследование разделяется на ряд операций, выполненных в такой последовательности.

1. Построение схематического графического изображения структуры, отражающего положение в разрезе одной из стратиграфических поверхностей — подошвы вендских отложений (рис. 98, *I*).

2. Приложение к полученному графическому изображению системы координат, ось ординат которой ориентирована параллельно векторам сдвига, а положение начала координат и масштаб измерения по оси абсцисс учитывают периодичность наблюдаемой структуры. Эта операция придает указаниому графическому изображению свойства графика (II) математической функции у_н, описывающей наблюдаемую структуру.



Рис. 98. Схема графоаналитического исследования структуры Майско-Кыллахской зоны.

I -схематизированное изображение наблюдаемой структуры зоны; II -график наблюдаемой структуры (y_{μ}) в примененной системе координат; III -график распределения «абсолютных» смещений элементов слоев (y); III_1 (y_1) и III_2 (y_2) - составляющие графика III (y); IV -график распределения относительных смещений элементов слоев (y'); IV_1 (y_1') и IV_2 (y_2') - составляющие графика IV (y'). 3. Вычитание из графика *II* составляющей, отражающей наклон исходного (до деформации) залегания слоистости в примененной системе координат (на рис. 98, *II* она обозначена штриховой линией) для перехода к графику *III* распределения «абсолютных» смещений (*y*).

4. Разложение графика *III* на простые составляющие *III*₁ и *III*₂.

5. Определение аналитических выражений (уравнений) y_1 и y_2 графиков III₁ и III₂.

6. Суммирование уравнений у1 и у2 для получения уравнения у.

7. Прибавление к уравнению у члена kx, характеризующего наклон исходной слоистости, для получения уравнения наблюдаемой структуры У_н.

8. Дифференцирование уравнений y_1 , y_2 и y для определения составляющих и результирующего уравнений распределения относительных смещений y'_1 , y'_2 и y'.

9. Построение составляющих и результирующего графиков IV₁, IV₂ и IV распределения относительных смещений.

В результате исследования устанавливается, что распределение «абсолютных» (y) и относительных (y') смещений элементов слоев в данном разрезе Майско-Кыллахской зоны описывается уравнениями: $y = -a_2 \sin x - a_1 (\sin x - (\sin 2x)/2 + (\sin 3x)/3 - ...)$ и $y' = -a_2 \cos x - a_1 (\cos x - \cos 2x + \cos 3x - ...)$, где a_1 — полная амплитуда смещений по надвигам; a_2 — половина амплитуды синусоидальных изгибов слоев.

Периоды этих функций (2 π) или длины их волн (λ) равны ширине блоков в проложении по оси абсцисс. Числовые значения этих величин: $a_1 \approx 1,25$ км, $a_2 \approx 5$ км, $\lambda \approx 11$ км. Полная ширина Майско-Кыллахской зоны сдвига составляет $3\lambda \approx 33$ км.

Аналогичным образом исследовано распределение смещений в упомянутой выше высокопорядковой зоне сдвига, осложняющей моноклинальное залегание пород на крыле одной из сравнительно небольших складок. Зона выражена разрывом — надвигом, поверхность которого наклонена к востоку под углом около 60°. В окрестностях надвига залегание слоев отличается от общего моноклинального их залегания, образуя антиклинальный изгиб в восточном крыле надвига и синклинальный — в западном. Зарисовка рассматриваемой зоны в профильном сечении представлена на рис. 99, *I*. На рис. 99 в целом отражены ход и результаты графоаналитического исследования структурной зоны. Последовательность выполненных операций в этом исследовании несколько отличается от описанной выше, но ее нетрудно установить из рисунка и в описании ее нет необходимости.

Исследованием установлено, что распределение «абсолютных» (y) и относительных (y') смещений в этой зоне описывается уравнениями: $y = (m-k)x + a_2 \sin x + a_1(\sin x + (\sin 3x)/3 + (\sin 5x)/5 +$ +...) и $y' = a_2 \cos x + a_1(\cos x + \cos 3x + \cos 5x + ...) + m - k$.



Рис. 99. Схема графоаналитического исследования высокопорядковой зоны сдвига, осложняющей моноклинальное залегание слоев на крыле более крупной структуры.

I — изображение няблюдаемой структуры; II — график наблюдаемой структуры (y'_{R}) ; $II_{1}(y_{1}), II_{2}(y_{2})$ и $II_{3}(y_{3})$ — составляющие графика $II(y_{R}); III$ — график исходного залегания слёев $(y_{1}); IV$ — график распределения «абсолютных» смещений элементов слоев (y'); V — график распределения относительных смещений элементов слоев (y').

Геометрический смысл a_1 , a_2 и $2\pi = \lambda$ тот же, что и в предыдущем случае. Величина *m* отражает наклон линейной составляющей наблюдаемой структуры, k — наклон слоев в исходном положении. Числовые значения: $a_1 \approx 1,5$ м, $a_2 \approx 1$ м, $m \approx 1$; $2\pi = \lambda \approx 4$ м; $k \approx -1$.

Распределения смещений, представленные на рис. 98, 99, дополняют рассмотренный ранее материал, характеризуя периодические синусоидальные складчатые структуры (рис. 98) и флексуры (рис. 99), сопряженные с разрывными нарушениями того же порядка.

5.1.4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СТРУКТУР ПРИ ИНТЕРПОЛЯЦИЯХ И ЭКСТРАПОЛЯЦИЯХ

Помимо возможности достаточно строгого математического описания и исследования известных (наблюдаемых) структур сдвига применение описанного графоаналитического метода может в некоторых случаях обеспечить возможность достоверного прогнозирования структуры участков разреза, недоступных для наблюдения. Такое прогнозирование должно основываться на знании некоторых деталей изучаемого разреза структуры и общих закономерностей распределения смещений в структурах сдвига.

В частности, наблюдая в разрезе (или в плане) структуру, аналогичную иллюстрированной рис. 97, *в*, можно с большой степенью вероятности предположить, что вправо вверх и влево вниз от этой структуры (в плоскости рисунка) должны находиться такие же структуры, таким же образом ориентированные в пространстве, другими словами — что наблюдаемая структура представляет элемент структуры, охарактеризованной рис. 97, *б*.

Наблюдая складки, осложняющие залегание отдельных слоев или пачек на фоне менее сложнодислоцированного залегания вмещающих отложений, и зная контуры более крупных складок, образованных вмещающими отложениями, можно с достаточной точпостью отразить положение осложняющей складчатости на глубоких горизонтах разреза, недоступных для наблюдения.

Наблюдая в пределах локальной зоны сдвига складчатую структуру слоя, отличающегося по составу от вмещающей его основной массы однородных пород, пересекаемых зоной, и зная, что на глубине зона пересекает слой такого же состава, можно определить характер складчатости в месте пересечения зоной нижнего слоя. Если мощности верхнего и нижнего слоев одинаковы, то складчатость нижнего слоя повторит складчатость верхнего. Если мощность нижнего слоя меньше мощности верхнего, то число складок, образованных нижним слоем, будет во столько раз больше числа складок верхнего слоя, во сколько раз меньше его мощность. И соответственно наоборот.

Такое прогнозирование структур, безусловно, будет содействовать повышению достоверности интерполяций и экстраполяций, неизбежных при построении геологических разрезов.

5.2. ИЗОБРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА КРУПНОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ, ПРОФИЛЯХ И РАЗРЕЗАХ

5.2.1. СТРУКТУРНАЯ НАГРУЗКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Вопрос о структурной нагрузке крупномасштабной геологической карты пока еще остается недостаточно разработанным. Лишь в районах с относительно простой тектоникой с успехом применяется традиционная символика, главную роль в которой играют снабженные цифрами значки, отражающие ориентировку поверхностей папластования. При составлении крупномасштабных карт по тектонически сложным районам приходится искать доколнительные изобразительные средства, которые позволили бы передать характерные особенности тектонической структуры, показать морфологические особенности структурных форм и их возрастные соотношения.

По В. В. Эзу [1978], главное назначение помещаемых на карте структурных значков — способствовать более полному и точному пониманию структур, читаемых на геологической карте. При изобилии мелких форм преимущество должно отдаваться значкам, характеризующим более крупные формы; при однообразном положении какого-либо структурного элемента на карте следует показывать минимально необходимое число значков, и в этом случае должно быть условлено, что ориентировка структурного элемента в интервале между значками остается практически неизменной или же постепенно изменяется в одном направлении. Стремление нагрузить карту большим числом структурных значков, когда неясно, какие именно структуры характеризуются этими значками, обычно приводит только к ухудшению карты.

В приведенных замечаниях отражена важная и до сих пор нерешенная проблема геологической картографии, имеющая значение для изображения любых тектонических структур и особенно сложнодислоцированных комплексов. Действительно, существует определенное противоречие между распространенными требованиями показывать на геологической карте конкретные элементы залегания поверхностей и линий и необходимостью обобщенного (обусловленного масштабом карты) изображения контуров геологических тел. Следуст, по-видимому, признать, что перенесение на окончательную карту «полевых» измерений далеко не всегда всдет к повышению объективности геологической карты. Подобно изображаемым на карте геологическим телам, представляющим собой некоторые идеализированные образы — результат обобщения наблюдений над вещественным составом пород, - значки (и цифры), указывающие на ориентировку этих тел и их элементов ь пространстве, должны определять ориентировку наиболее крупных структурных элементов.

Таким образом, на окончательной карте предпочтение должноотдаваться не конкретным полевым измерениям, а усредненным, обобщенным цифрам, позволяющим составить более правильноепредставление о морфологии и ориентировке тектонических структур на каждом тектонически однородном участке изученного района. Это означает, что на крупномасштабную геологическую карту следует наносить элементы залегания крупных структурных форм.

Представление о морфологии и ориентировке крупного разрыва дается путем изображения следа разрыва на дневной поверхности и значков, характеризующих направление и наклон сместителя



Рис. 100. Соотношение главных лежачих складок и надвигов в северной части трапеции Южный Сэндфилд [Ratcliffe N M., Harwood D. S., 1975 г.].

разрыва на конкретных участках разрыва. Густота расположения значков вдоль линии разрыва должна быть достаточной, чтобы выявить места резкого изменения ориентировки сместителя, шарнирные зоны складок, очерченных поверхностью разрыва. Морфология и ориентировка крупных складок, очерченных поверхностями слоистости или поверхностями сланцеватости (кливажа), может быть отражена по крайней мере двумя способами.

Во-первых, с помощью значков, характеризующих залегание крыльев складок. В крупных складках слоистости залегание крыла будет совпадать с залеганием зеркала складок следующего более высокого ранга, в крупных складках сланцеватости (кливажа) — соответствовать среднему (рассчитанному по серии частных измерений) залеганию сланцеватости (кливажа) в пределах крыла складки. Другой способ изображения морфологии и ориентиовки крупной складки, применимый к складкам слоистости, — ынесение на карту шарниров складки с указанием азимута и угла сго погружения. След крыла складки на геологической карте в сочетании с данными об ориентировке шарнира складки позволяет легко рассчитать ориентировку крыла.

Наиболее наглядный способ изображения возрастных соотношений между складками и системами складок — вынесение на карту следов осевых поверхностей складок. С этой точки зрения интересны детальные карты, составленные для различных участков Беркширского массива в Северных Аппалачах (рис. 100, 101), где выявлены перекрывающие друг друга надвиговые чешуи, включающие смятые в лежачие складки докембрийские гнейсы и несогласно перекрывающие их нижнекембрийские или верхнедокембрийские (?) осадочные толщи, надвинутые в юго-западном направлении на автохтонно залегающие толщи нижнего кембрия-среднего-верхнего (?) ордовика. Деформации, связанные с надвигами, создали ясно различимые зоны катаклаза, прилегающие к надвигам. Лежачие складки, пространственно связанные с надвигами и варьирующие по размеру от нескольких сантиметров до сотен метров, формировались одновременно с надвигами и натаклазитами [Ratcliffe N. M., 1974 г.; Ratcliffe N. M., Harwood D. S., 1975 г.; Osberg Ph. H., 1975 г.]. На картах отчетливо показаны сами надвиги и отражена ориентировка других элементов тектонической структуры Беркширского массива. На карте северо-восточной части трапеции Грейт-Баррингтон (рис. 101) разными знаками изображены (с разделением на опрокинутые и неопрокинутые) антиклинали, синклинали, антиформы, синформы,

I-инжиепалеозойские породы нерасчлененные; 2 — биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсы; 3 — изчестково-силикатные породы; 4 — роговообманково-биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсь; 5 — изчестково-силикатные породы; 4 — роговообманково-биотит-кварц-плагиоклазовые гнейсь; 5 — биоткг-феррогастинсситовые гранито-гнейсы; 5 — вашингтонский гнейс; 7 — Не осложиенные разрывами контакты; 8 — надвиги; 9 — постиадвиговые антиформы; 10 — постииадвиговые симформы; 11 — синхронные с надвигами опрокннутые антиформы; 12 — синхронные с надвигами опрокннутые антиформы; 13 — донадвиговые опрокннутые антиформы; 14 — донадвиговые опрокннутые синформы; 15 — залегание донадвиговой сланцеватости; 16 — залегание сланцеватости в сопряженных с надвигами бластомилонитах; 17 — простираные и могружение бластомилонитовой линейности.



Рис. 101. Геологическая карта северо-восточной части трапеции Грейт-Баррингтон, округ Баркшир, Maccaчусетс [Ratcliffe N. M., 1975 г.].

Докембрий. Гнейсы Беркширского массива: 1 — сланцеватые гнейсы и гранулиты с горидонтами амфиболитов (рЄатр). 2 — биотит-магнетитовые микрокристаллические гнейсы, 3 — роговообманково-гранатовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы, 4 — лейкократовые биотитовые гнейсы и гранулиты. Вашингтонские гнейсы и амфиболиты: 5 — гнейсы, метаконгломераты и кварцевые гранулиты, 6 — гранулиты, 7 — амфиболиты: 6 — гнейсы, метаконгломераты и кварцевые гранулиты, 6 — гранулиты, 7 — амфиболиты, роговообманково-плагиоклаз-биотитовые гнейсы и роговсобманковые сланцы, 8 — сланцы (пачки 5 — 8 лаво-плагиоклаз-биотитовые гнейсы и роговсобманковые сланцы, 8 — сланцы (пачки 5 — 8 латерально замещают друг друга); 9 — предположительно докембрийские складки с указанием направления и угла падения осевых поверхностей; 10 — опрокинутые антиклинали; 11 — опрокинутые синклинали; 12 — антиформы; 13 — синформы; 14 — опрокинутые синфориы; 15 — наклонное залегание сланцеватости; 16 — вертикальное залегание минеральной полосчатости—сланцеватости; 19 — вегтикальное залегание минеральной полосчатостиповерхностей складок; 22 — простирание в торичной сландеватости; 21 — залегание осевых поверхностей складок; 22 — простирание и угол погружения осей мелких складок слонсотости; 23 — простирание и угол погружения линейности, обусловленной пересечением слонстости и сланцеватости; 25 — простирание и угол погружения линейности, обусловленной пересечением слонстости и сланцеватости; 25 — простирание и угол погружения линейности, обусловленной пересечением слонстости и исанцеватости; 25 — простирание и угол погружения линейности. выделены различные виды ориентировки структурных поверхностей (наклонное и вертикальное залегание сланцеватости, наклонное залегание слоистости — сланцеватости, минеральной полосчатости — сланцеватости, вторичной сланцеватости), показано залегание осевых поверхностей складок, простирание и углы погружения осей мелких складок слоистости и сланцеватости, ориентировка линейности пересечения слоистости со сланцеватостью и сланцеватости с кливажем скольжения. В юго-восточной части той же карты дополнительно выделены возрастные группы складок (ранние и поздние антиформы).

На карте северной части трапеции Южный Сэндфилд (рис. 100) приведено расчленение складчатых форм по соотношению их с надвиговыми нарушениями (постнадвиговые антиформы и синформы, синхронные с надвигами опрокинутые антиформы и синформы, донадвиговые опрокинутые антиформы и синформы). Здесь же отражена ориентировка донадвиговой сланцеватости, ориентировка сланцеватости и линейности в сопряженных с над вигами бластомилонитах.

Приводимые примеры, как и другие отечественные и зарубежные примеры детального картирования сложнодислоцированных комплексов, иллюстрируют широкие возможности в достижении наглядности изображения пликативной и разрывной тектоники и вообще в повышении степени информативности крупномасштабных карт и схем сложнодислоцированных складчато-разрывных комплексов. Не все эти способы могут быть в настоящее время реализованы на государственных геологических картах. Однако они должны находить все большее применение на специализирозанных структурно-тектонических картах и различного рода структурных схемах.

5.2.2. ПОСТРОЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ И РАЗРЕЗОВ

Построение геологических профилей — сечений, ориентированных перпендикулярно к шарнирам складок, позволяет наиболее полно охарактеризовать морфологию складок картируемой территории. В основе построения профилей лежит проецирование границ стратифицированных геологических тел с карты на профиль вдоль шарниров складок [Геологическая съемка..., 1980]. Один из наиболее общих способов построения профилей заключается в следующем (рис. 102). Вдоль края карты параллельно проекции шарнира складки проводится ось хи, перпендикулярно к ней ось yz. Из точки y под углом $90^\circ - \alpha$ к оси xy (α - угол погружения шарнира складки) проводится линия ур. Выше оси ху в масштабе карты строится ряд параллельных этой оси линий через расстояние, равное сечению горизонталей. Самой оси ху присванвается отметка низшей горизонтали. Проецирование точек (точки 1, 2, 3, ...) производится ортогонально на соответствующие их высотным отметкам горизонтали (точки 1', 2', 3', ...), затем на ось *ир* (точки 1", 2", 3", ...), по дугам соответствующих радиусов —



Рис. 102. Геометрическое построение профиля по карте при пересеченном рельефе [Wilson G., 1967 г.]. Угол погружения складок 20°.

на продолжение оси *xy* и затем параллельно *yz* до пересечения с линиями, проведенными параллельно *xy* соответственно из точек *1*, *2*, *3*, ... Полученные точки пересечения *I*, *II*, *III*, ... являются проекциями характерных точек карты на профиле.

Построения такого рода наиболее эффективны, когда картируемая площадь сложена погружающимися складками одной генерации. При неоднократной складчатости шарниры складок испытывают значительные вариации. В этом случае следует разбить тектоническую структуру на участки (домены) с однородной ориентировкой кливажа и шарниров складок (разд. 4.1.4) и произвести построения профилей для каждого домена отдельно.

Как отмечалось ранее, границами доменов обычно служат разрывные нарушения и осевые поверхности послекливажных складок. В случаях, когда на картируемой территории устанавливаются крупные послекливажные складки, имеющие плавно закругляющиеся к замку крылья, на карте могут быть выделены дополнительные условные линии — границы субдоменов, в пределах которых изменения ориентировки как клаважа, так и шарниров кливажных складок сравнительно невелики (рис. 62).

Помимо профилей, которые наилучшим образом характеризуют складчатые структуры, нередко возникает необходимость в построении вертикальных разрезов, занимающих косое положение к шарнирам складок. В общем случае складчатая структура на разрезе представлена в искаженном виде. Искажения наиболее значительны, когда угол между шарнирами и плоскостью разреза существенно отличается от 90° (рис. 38). Разрезы, перпендикулярные к проекциям шарниров на горизонтальную плоскость, могут



Рис. 103. Построение разреза по линии, косо ориентированной к шарнирам складок. Пояснения в тексте.

быть построены на основании метода, изложенного выше, но с небольшими изменениями, а именно: угол между линиями xy п ypдолжен составлять 90° (а не 90° — α , как при построении профилей). В остальном построения сохраняются.

Если линия разреза не перпендикулярна к шарнирам складок, разрез можно построить следующим образом (рис. 103).

1. На границах стратифицированных геологических тел выбираются характерные точки (1, 2, 3, 4, ...);

2. Эти точки проецируются на линию разреза по направлению, параллельному горизонтальной проекции шарниров складок (2', 3', 4', ...).

3. От проекции каждой точки на линии разреза (2', 3', 4', ...) вниз по вертикали откладывается отрезок $n = m \operatorname{tg} \alpha$, где n — глубина заложения искомой точки на разрезе; m — расстояние от точки на карте до ее проекции на линии разреза; α — угол погружения шарниров складок.

4. Полученные на разрезе точки (1, 2", 3", 4", ...) соединяются плавными линиями.

При расчлененном рельефе, когда исходная точка и ее проекция на линии разреза находятся на разных высотных отметках, расстояние *n* отсчитывается от высотной отметки, равной отметке исходной точки на карте.

В сложных структурных обстановках, когда шарниры складок варьируют по ориентировке, желательно строить разрезы для каждого домена с однообразной ориентировкой шарниров отдельно. Разновидностью таких разрезов являются разрезы по ломаным линиям. «Преломление» линии разреза происходит на границах доменов. В каждом домене отрезок линии разреза стремятся приблизить к перпендикулярному относительно шарниров складок данного домена направлению.

Построение разреза по прямой линии, секущей шарниры под разными углами, не только дает искаженное изображение складок, но и представляет значительную сложность. Однако нередко такие разрезы все же приходится строить. На практике построение подобных разрезов обычно сводится к экстраполяции на некоторую глубину крыльев складок и в значительной степени интуитивной рисовке глубоких частей разреза.

Более надежно построение «косых» разрезов может быть проведено на основании элементов вышеизложенных точных геометрических методов. В общем случае, когда площадь разбита на домены с разной ориентировкой шарниров складок, прямой перенос геологической ситуации с карты на разрез производится только в пределах того домена, через который проходит линия разреза. Геологическая ситуация соседних доменов переносится на разрез путем последовательного просцирования вначале на граничную поверхность домена, пересекаемого разрезом, и затем на плоскость разреза (рис. 104). Поверхности разрывов являются при этом «поглотителями проекционных лучей». Проецируемые точки, встретившие на своем пути разрыв, уже не могут проецироваться за него. Поэтому следует строить разрезы и профили для каждого крупного тектонического блока отдельно.

При построении разрезов целесообразно переносить с карты контуры наиболее крупных складок (зеркала мелких складок). Во-первых, это упрощает построения, а во-вторых, изменчивость параметров крупных складок по сравнению с мелкими (при равной длине проекционных лучей) значительно меньше. Проектирование на разрез наиболее крупных структурных форм позволяет получить каркас, на который затем уже можно «нанизать» мелкую складчатость, передающую стиль тектонической структуры.



Рис. 104. Построенис разреза способом «преломления проекционных лучей». 1 — геологические границы; 2 — проецируемые точки, их проекции на карте и разрезе: 3 — проекционные лучи; 4 — границы верхкей, пострсенной по части карты ВГДЕ, и нижней, построенной по части карты АБВЕ, частей разреза по линни АБ; 5 — изогись осевой ловерхности складок F₂ (границы доменов с резной ориентировкой шарниров складок); 6 — залегание осевой поверхности складок F₂.

В показанной на рис. 104 ситуации геологический разрез разделен горизонтальной линией *Е"В"* (пунктир) на две части. Эту линию можно принять за «границу достоверности», на которой происходит уменьшение точности построений. Верхняя часть разреза получена непосредственным проектированием южной половины карты. Проектирование же северной половины карты не только потребовало дополнительных построений, что само по себе ведет к увеличению погрешностей, но было проведено на значительно большее расстояние, что также повышает вероятность ошибок.

Внешний контур геологического разреза, показанного на рис. 104, необычен. Он образован ломаными линиями и охватывает ту часть разреза, которая спроектирована непосредственно с карты. Частично разрез можно достроить, продлив линии 2"' — I'', 5''-17'', 3'''-4'''. Однако степень достоверности этой части разреза будет меньшей, как не имеющая реального выражения на карте.

5.3. ОСОБЕННОСТИ КРУПНОМАСШТАБНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Одним из важнейших звеньев структурно-тектонического анализа является тектоническое районирование, т. е. выделение в пределах исследованного района тектонически однородных зон. Такое расчленение тектонической структуры способствует выясневию структурных связей между районом и сопредельными территориями, помогает разобраться в вопросах палеотектоники и имеет прямое отношение к прогнозно-минерагеническим построениям, доскольку создает основу для выделения минерагенических зон и подзон.

Схемы тектонического районирования прикладываются практически к каждому отчету по крупномасштабным геологосъемочным работам. Чаще всего районирование строится на фациальных и формационных различиях, обнаруженных при сравнении разрезов, относящихся к разным частям района. Собственно структурные данные — характер складчатых дислокаций, особенности сочетания их с разрывами, морфологические особенности разрыввых зон — если и учитываются, то в качестве дополнительного признака, призванного обычно подтвердить и подкрепить результаты районирования, выполненного с помощью формационного (фациального) анализа.

Между тем такого рода подход, в какой-то степени приемлемый при среднемасштабных геологосъемочных работах, может внести существенные искажения в представления о морфологии и истории развития тектонической структуры. Все большее число исследователей осознает, что при проведении тектонического районирования следует строго различать районирование по вещественным комплексам (формационным и фациальным) и районирование по структурным (складчато-разрывным и разрывным) комплексам. Правомерность терминов «структурно-формационная» и «структурно-фациальная зона» становится все более сомнительной.

Нужно сказать, что подобные сомнения зародились еще в конце прошлого века при геологических исследованиях в Альпах. «В детальных описаниях Альпийской цепи, -- отмечает М. Г. Руттен, — появлялось все больше высказываний о том, что корреляции между осадочными фациями и тектоникой осуществляются не так строго, как того требует теория» [Руттен М. Г., 1972, с. 183]. В советской геологической литературе несоответствие между контурами зон осадконакопления и возникшими в этой же части земной коры структурными формами отмечалось М. В. Гзовским, Б. А. Ивановым, Э. Н. Яновым, С. С. Шульцем, А. И. Суворовым и многими другими исследователями. Очень четко об этом написал Ю. И. Тверитинов: «...попытки использовать структурный анализ в качестве основного метода изучения тектонических структур... обнаружили нередкие несовпадения действительных контуров структур разных этапов консолидации с контурами выделяемых на схемах структурно-фациальных зон. Последние включают в себя структуры высших порядков, резко различные по истории формирования и возрасту складчатости» [Тверитинов Ю. И., 1971, с. 162].

Пример районирования, в основе которого лежит морфология структурных форм, показан на рис. 105, где Кузнецкий бассейн разделен на ряд зон, в описании которых отражен стиль складчато-разрывной тектоники. Всего выделено пять зон — Прикузнецко-Алатауская, Пригорношорская, Центральная, Приколывань-Томская и Присалаирская. Приведем краткую характеристику трех из этих зон [Тектоника угольных бассейнов..., 1976].

Пригорношорская зона моноклиналей и пологих складок (11) состоит из Усинской (1) и Чульжанской (2) подзон. В Усинской подзоне залегание пород моноклинальное с увеличением угла падения с запада на восток от 10—15 до 30—40°. Моноклиналь осложнена пологими складками, пологими диагональными взбросами, крутыми поперечными сдвигами и взбросо-сдвигами. Для Чульжанской подзоны характерны кулисообразно расположенные брамискладки, осложненные крупными пологими и морфологически разнообразными мелкими разрывными нарушениями.

Приколывань-Томская зона складчатости и разрывов (*IV*) разлеляется на Кемеровскую (*I*) и Титово-Анжерскую (*2*) подзоны. Для Кемеровской подзоны типичны кулисообразно расположенные брахисинклинали с крутыми (25—80°) западными и более пологими (5—30°) восточными крыльями и общий гребневидный стиль складчатости. Разрывы представлены главным образом взбросами и надвигами с падением сместителей в западном направлении. В Титово-Анжерской подзоне развиты сжатые линейные складки, осложненные взбросами, что обусловливает чешуйчатое строение подзоны. Исключительно сложная мелкая складчатость наблюдается в лежачем крыле крупного, согласного с общим простиранием подзоны Томского надвига.



Рис. 105. Тектоническое районирование Кузнецкого бассейна [Тектоника уголь-

ных бассейнов..., 1976]. I — границы структурных зон; 2 — границы структурных подзон; 3 — стратиграфические границы: 4 — разрывные нарушения; 5—6 — мезозойский структурный ярус; 7—9 — позднепалеозойский структурный ярус; 10 — среднепалеозойский структурный ярус. Цифры в кружках — складчатые зоны и подзоны (пояснения в тексте). Присалаирская зона линейной складчатости (V) — наиболее сложная по своему строению зона Кузбасса. В восточной Ленинской (1) подзоне складчатость гребневидная. Типичны корытообразные брахисинклинали с пологими днищами и сжатые с крутыми крыльями антиклинали. Среди разрывов наиболее характерны крупные согласные со складками взбросы. В Прокопьевской подзоне (2) крутые крылья весьма крупных (длиной во многие километры, шириной в сотни метров) складок чередуются со сплошными складчато-разрывными структурами, включающими разнообразные по амплитуде надвиги и взбросы.

Такой способ районирования применим в сравнительно простых тектонических обстановках. Однако нередки ситуации, когда приходится анализировать как бы несколько «временных срезов» тектонической структуры и опираться при районировании на палеотектонические реконструкции. Примером может служить Сарысу-Балхашский водораздел (рис. 7, 8, 18), где фазам складчатости-переломным эпохам геологической истории соответствуют складчатые, или деформационные, зоны, в которых сочетаются элементы различных структурных парагенезисов, но лучше всего представлены разновозрастные позднескладчатые структурные парагепезисы (ПГ-II). Система таконских (позднеордовикских) антиклинальных и синклинальных зон образует ядерную часть каледонского Атасу-Моинтинского антиклинория, сложенного допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами; тельбесская (среднедевонская) складчатая зона северо-западного простирания четко выражена в силурийских отложениях Жаман-Сарысуйского антиклинория; саурской (раннекаменноугольной) складчатой зоной является Успенская зона смятия северо-восточного простирания. Таким образом, разновозрастные складчатые зоны имеют различную ориентировку, и сложный интегральный структурный рисунок Сарысу-Балхашского водораздела обусловлен перекрещиванием vказанных зон (рис. 7, 8, 18).

Иным планом размещения характеризуются на Сарысу-Балхашском водоразделе формационные зоны — зоны распространения одной или нескольких близких по возрасту и связанных в пространственном отношении формаций. На основе анализа фаций и мощностей допалеозойских и палеозойских отложений установ-"лено, что посттаконские (силурийские) зоны имеют, по-видимому, широтную ориентировку, посттельбесские (позднедевонские и раннекаменноугольные) — запад-северо-западную, а постсаурские (ранне-среднекаменноугольные) — северо-восточную ориентировку. Намечается общая закономерность, заключающаяся в том, что складчато-разрывные зоны ориентированы обычно под углом к простиранию непосредственно предшествующих им по времени образования формационных зон и согласны с простиранием следующей, более поздней по времени заложения, системы формационных зон. История тектонического развития Сарысу-Балхашского водораздела предстает, таким образом, как динамически сложный процесс, характеризующийся изменением плана расположения формационных и структурных (складчато-разрывных) зон на каждом этапе тектонической эволюции [Вознесенский В. Д., 1975]. Правильная расшифровка отдельных звеньев этого процесса невозможна без детального палеотектонического анализа. В связи с этим задачей дальнейших исследований на Сарысу-Балхашском водоразделе и в других подобных регионах полициклического развнтия становится создание палеотектонических схем не только для эволюционных, но и для революционных эпох геологической истории — эпох складко- и разрывообразования.

Анализ тектонического строения многих складчатых сооружений свидетельствует, что именно такой, исторический, подход к изучению формационных и складчато-разрывных зон является наиболсе перспективным. Согласно А. Л. Книпперу и С. В. Руженцеву, современные границы между структурно-формационными зовами нельзя рассматривать как первичные, первоначальная тектоническая зональность не соответствует наблюдаемому сейчас структурному рисунку, каждой стадии развития региона соответствует своя система глубинных (и подчиненных им) разломов. Снятие эффекта вторичного сближения или латерального смещения становится необходимым условием выяснения первичного расположения зон осадконакопления [Книппер А. Л., Руженцев С. В., 1977; Геологическая съемка..., 1980, и др.].

Таким образом, тектоническое районирование территории, в вределах которой проведены детальные геологосъемочные работы, должно включать в себя: 1) структурное районирование — расчленение современной тектонической структуры на зоны, различающиеся морфологией тектонических структур; 2) районирование, основанное на формационно-фациальных различиях геологических образований в разных частях исследованной территории, т. е. выделение формационных (фациальных) зон; 3) палеотектошическое районирование — выделение формационных и структурных (деформационных) зон для определенных этапов геологического развития района.

Районирование по формационно-фациальным признакам, основанное на существовании зон с различным типом разреза и с зональным распределением интрузивных и метаморфических образований, обычно реализуется в комплекте геологических карт в виде серии стратиграфических колонок, сопровождающихся схемой расположения формационных (фациальных) зон, и схемы размещения в пределах района интрузивных и метаморфических комплексов. Сама легенда геологической карты, построенная по зональному признаку, должна давать представление о строении выделенных в районе формационных зон. В то же время главным содержанием схемы тектонического районирования должно стать собственно структурное районирование — результат анализа морфологических особенностей структурных форм и их сочетаний в разных частях исследованной территории. На этой схеме следует выделить различающиеся стилем дислокаций разновозрастные (и одновозрастные) складчато-разрывные зоны, наиболее крупные

тектонические швы, интрузивные тела с изображением условий их залегания. Вся совокупность складчатых и разрывных нарушений должна быть расчленена на структурные парагенезисы, связанные с одной или несколькими эпохами складкообразования.

Результаты палеотектонического районирования могут быть представлены в виде ряда схем, отражающих (для эпох осадконакопления) размещение формационных (фациальных) зон и конседиментационных разрывов, а для эпох складкообразования размещение деформационных (складчато-разрывных) зон.

При тектоническом районировании территории, охваченной крупномасштабными геологосъемочными работами, следует использовать геологические материалы по соседним, нередко весьма обширным территориям. Зная особенности строения и расположения формационных и складчато-разрывных зон в смежных частях региона, можно производить различного рода реконструкции, восстанавливая целостную картину распределения тектонических зон и тем самым более точно определяя их строение и возраст на исследованной территории. В ряде случаев устанавливается сходство в морфологии и ориентировке локальных (ограниченных пределами района) и региональных складчато-разрывных зон, что позволяет учитывать при анализе тектонической структуры района закономерности регионального характера, и наоборот, использовать тектонические структуры конкретных районов как ключевые, позволяющие судить о закономерностях строения целых регионов и основных этапах их развития.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТЕРЕОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТКИ ВУЛЬФА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Стереографическая сетка Вульфа (в схематическом изображении дана на рис. 107, 1) представляет собой проекцию на горизонтальную плоскость полусферы, на которую подобно глобусу нанесены меридианы и параллели. Проецирование выполнено с сохранением углов между теми и другими. Меридианы сетки называются дугами большого круга, а параллели -- дугами малого круга. Для характеристики конкретных структур стереодиаграммы структурных элементов прилагаются непосредственно к геологическим картам и схемам, и нх ориентировка относительно стран света аналогична ориентировке карт.

К операциям на стереографической сетке очень часто приходится прибегать при изучении малых и средних структурных форм на обнажении. Такая же необходимость возникает при изучении крупных складок. В этом случае анализируются данные, собранные в пространственно разобщенных обнажениях и их группах.

Все многообразие складчатых структур может быть сведено к двум основным стереогеометрическим категориям структур — складкам цилиндрическим и складкам коническим. Цилиндрические складки характеризуются тем, что поверхности слагающих их пластов являются цилиндрическими, т. е. могут быть воспроизведены путем перемещения прямой линии параллельно самой себе в направлении, перпендикулярном к ее удлинению (рис. 106). В конических складках структурные поверхности слагающих их пластов являются коническими, т. е. могут быть воспроизведены путем перемещения прямой линии, один конец которой закреплен, а другой свободно перемещается в пространстве (рис. 106, б).

Главным стереогеометрическим свойством цилиндрической складки является то, что проекции нормалей, восстановленных к любой части цилиндрической поверхности, контролируются на стереосетке одной из дуг большого круга и лежат в одной плоскости, соответствующей, кстати, плоскости профильного сечения складки (рис. 106. а. диаграмма). В конической складке полюса смятой поверхности рассеиваются по дугам малого круга (рис. 106, б. диаграмма).

В задачи геометрического анализа на стереографической сетке входит:

а) определение типа складки (коническая или цилиндрическая);

б) определение залегания ее шарнира, осевой поверхности, а также значения апикального угла и ориентировки оси конуса в конической складке (α и К на рис. 106, б).

Кроме того, в отдельных случаях геометрический анализ позволяет оценить форму складок в различных сечениях, угол между крыльями, коэффициент асимметрии и определить ориентировку зеркала складок.

Анализ складчатых структур будет полезно предварить кратким изложением элементарных действий и способов решения простейших задач на стереографической сетке.

1. Элементарные действия и решение простейших задач на стереографической сетке Вульфа

Простейшие операции, которые приходится производить, приступая к решению любой задачи на стереографической сетке, состоят в построения проекций линий (L), плоскостей (S) и полюсов плоскостей (πS). Линии, проецируе-



Рис. 106. Цилиндрическая (а) и коническая (б) складки и их стереограммы. На стереограммах шарниры складок наклонены; ось конуса складки б горизонтальна; Ш — шарянр складки: ОП — осевая поверхность; К — ось конуса: С — апикальный угол; сферический треугольник (точки) — площадь расссивания В пересечений.

мые на сетку, обычно соответствуют шарнирам (Ш) складок, следам каких-либо поверхностей, минеральной и прочей линейности (Л), плоскости — участкам крыльев или замков складок слоистости (СТ), сланцеватости (СЦ), кливажа (К), полосчатости (ПС), а также осевым плоскостям (ОП) складок, трещинам (7), зеркалам складок (3С).

Подготовка стереографической сетки к работе состоит в изготовлении прозрачного круга из стекла, оргстекла или просто листа кальки, вращающегося вокруг оси (иглы, штыря), закрепленной в центре сетки. На краю прозрачного круга делается отметка, отвечающая северному полюсу сетки (С).

Как будет показано ниже, производство простейших операций можно ускопить, используя вспомогательные стереосетки, но начинающему следует приступать с градуированной по географическому компасу сетке Вульфа. Этим облегчается восприятие истинной ориентировки линейных и плоскостных элементов геологической структуры по их проекциям. Суть элементарных действий на такой стереосетке состоит в следующем [см. также Казаков А. Н., 1976; Геологическая съемка..., 1980, и др.].

Для того чтобы построить проекцию линии*, при стандартном положении стекла (кальки) и сетки (С стекла совмещен с О сетки) против углового деления сетки, отвечающего азимуту погружения линии, на стекле ставится черточка. Затем эта отметка совмещается с О сетки и в этом положении по центральному меридиану от южного полюса (180°) к центру сетки отсчитывается угол погружения линни и ставится точка L - проекция заданной линии (рис. 107). Чтобы решить обратную задачу — определить координаты линии по ее проекции, следует вывести точку L на южную половину центрального меридиана и, отсчитав на нем угол между точкой и южным полюсом сетки, определить угол погружения липии (рис. 107). Сделанная в этом положении отметка на стекле против О сетки при приведении стекла и сетки в стандартное положение укажет градусное деление, отвечающее азимуту погружения линии.

Изображение на сетке плоскостей производится либо в виде проекций их полюсов лS (нормалей к плоскостям), что для решения многих залач удобнее, либо в виде проекций самих плоскостей S, представленных дугами большого

При нанесении на сетку полюсов плоскостсй, т. е. составлении лS-днаграмм, оперируют азимутами и углами падения плоскостей. При стандартном положении сетки и стокла на последнем делается отметка против деления сетки, отве-

^{*} Проекции здесь и далее производятся из верхнюю полусферу



Рис. 107. Простейшие действия на стереографической сетке.

I =стереосетка Вульфа (схема) с градуировкой географического компаса; 2 — построение проекции линии (L), погружающейся на СЗ 343° под углом 40°; 3 — построение проекции плокоса (π S) плоскости S, залегающей с азимутом падения СВ 80° и углом падетия 60°; 4 — построение проекции плоскости (S). жалегающей с азимутом падения СЗ 190° и углом цадения связания совекствая в саниутом падения СЗ 190° и углом цадения связания совексия с азимутом падения СВ 80° и углом 10°; 5 — определение медянаны концентрации точек; 6 — построение проекции линии пересечения двух плоскостей; 7 — тостроение проекции плоскости, проходящей челини пересечения двух плоскостей; 7 — тостроение угла (α) между двумя линиями (б); 8 — определение угла (α) между двумя линиями (б); 5 — определение угла (α) между двумя плоскостямя (а) и построение плоскости (пунктир). Фиссекторной по синошению к двум другим плоскостям (ее проекция показана итрих-луактиром) (б); 9 — полярная стереосетка Болдырева (схема).

чающего азимуту падения плоскости. Черту совмещают с О сетки и находят точку — проекцию лS — путем отсетета по центральному меридиану от центра сетки к северу угла падения влоскости (рис. 107, 3). Операция правомерна, так как состоит в построении перпендикуляра к линии падения в отвесной плоскости (нормальной к простиранию заданной плоскости). Для решения обракной задачи — определения по проекции вколюса лS азимута и угла падения плоскости — проекция выводится на северную половину центрального меридиана и измеряется угловое расстояние от этой точки До центра сетки — угол падения плоскости. Черточка, которую надо сделать на стекле в этом положении против О сетки, при приведении стекла в стандартное положение будет фиксировать на внешнем круге сетки азимут падения плоскости.

Проекция самой плоскости может быть построена либо с использованием проекции ее полюса, либо по данным залегания плоскости. В первом случае проекцию лS слелует вывести на экватор и провести на стекле (кальке) дугу большого круга по меридиану сетки через точку, отстоящую по экватору в 90° от полюса (рис. 107, 4). Второй способ: на экватор выводится проекция линии падения плоскости и через нее проводится соответствующий меридиан сетки. Третий способ: отметка азимута простирания плоскости (в северном полушарии), сделанная на стекле при его стандартном положении, совмещается с О на сетке, и через точку, отстоящую на экваторе на значение угла падения, от края сетки (противоположного направлению падения плоскости) проводится дуга большого круга (рис. 107, 4).

Обратная задача — определение координат плоскости по дуге большого круга — решается следующим образом. При совмещенном положений дуги с соответствующим меридианом сетки по экватору определяется угол надения: он равен угловому расстоянию от дуги до ближнего края сетки. Сделанная в этом положении отметка у противоположного конца экватора при приведении стекла в стандартное положение покажет направление падения, а пересечение дуги с окружностью отметит азимут простирания плоскости. Определение ориентировки плоскости по ее полюсу приводилось выше.

При нанесении на стереосетку большого числа точечных проекций (полюса слоистости, сланцеватости, линейность, шарниры мелких складок) становятся ощутимыми затраты времени на отметки и повороты стекла (кальки). Упростить построения позволяет применение стереосетки Вульфа с градуировкой горного компаса. Еще более оперативно производится вынесение проекций линий и полюсов плоскостей на полярную стереосетку Болдырева, градуированную по обычному (географическому) компасу. Та и другая сетки являются вспомогательными: нанесенные с их помощью точечные проекции анализируются затём на нормально ориентированной к странам света сетке Вульфа.

При работе на аномально (по горному компасу) градуйрованной сетке Вульфа отпадает необхолимость нанесения карандашных отметок, сопровождаемых доворотами стекла. Так, для построения проекции линни достаточно *С* стекла совместить с градусной отметкой на окружности сеткн, отвечающей азимуту ее погружения, и отсчитать по центральному меридиану от южного полюса к центру угол ее погружения (рис. 107, 2). Для построения проекции лS следует совместить *С* стекла с делением сетки, соответствующим азимуту падения плоскости, и отсчитать по центральному меридиану от центра сетки к северному полюсу угол падения плоскости (рис. 107, 3). Следовательно, если при работе на нормально градунрованной сетке рис. 107, 2 и 107, 3 иллюстрирована втория оперлция производства соответствующих проекций, которой предшествовали отметка на стекле и совмещение ее с *О* сетки, то при работе на аномально градуированной сетке те же рисунки иллюстрируют первую (и единственную) элерацию. Сбответственно ускоряется решение обратных задач.

Еще большую оперативность нанесения точечных проекций (для последуищего их анализа на нормально ориентированной сетке Вульфа) обеспечивает использование полярной стереосетки Болдырева (схематически изображена ма рис. 107, 9). Проекции напосятся на кальку, неподвижно закрепленную на стереосетке. Чтобы спроецировать линию, от деления, отвечающего азимуту ее погружения, прослеживается через центр стереосетки прямая — диаметр окружности последней. От противоположного конца диаметра отсчитывается утоя потружения линии и точкой фиксируется проекция линии. Решение обратной задачи: меньшее угловое расстояние до окружности сетки по диаметру, проходящему через заданную точку, отвечает углу погружения линии, а азимут погружения последней — делению на сетке в противоположном конце того же диаметра.

Полюс плоскости лS проецируется на стереосетку как лежащая в отвесной плоскости нормаль к линии паления. Для этого по раднусу сетки, совпадающему с азимутом погружения линии паления плоскости (азимутом падения плоско-

273

сти), от центра сетки отсчитывается угол падения линии (угол падения плоскости) и ставится точка. Решение обратной задачи — определение координат плоскости по проекции лS: азимут падения плоскостп читается по азимутальной отметке радиуса, на которой лежит заданная точка; угол падения плоскости отвечает угловому расстоянию, отсчитанному по тому же радиусу от заданной точки до центра сетки.

Решение многих задач структурной геологии на равноугольной стереосетке изложено в книгах А. И. Родыгина [1981], а также И. А. Очеретенко и В. В. Трощенко [1978 г.]. Отсылая читателя к этим работам, приведем решение лишь некоторых задач, часто возникающих в процессе детального геологического картирования.

I Определение линии пересечения двух плоскостей (рис. 107, 6).

Геологический смысл - определение шарнира складки по двум ее крыльям, линии перессчения кливажа и слоистости и т. п. Решение: а) на кальку наносятся проекции обеих плоскостей в виде дуг большого круга и определяется точка пересечения дуг, которая и представляет собой проекцию линии пересечения; б) наносятся на кальку полюсы исходных плоскостей и выводятся на один меридиан стереосетки. От точки пересечения данного меридиана с экватором по экватору отсчитывается угол 90°. Полученная точка является линией пересечения заданных плоскостей.

2. Построение плоскости, проходящей через две непараллельные линии (рис. 107, 7).

Геологический смысл — определение ориентировки плоскостей слоистости, кливажа, сланцеватости, полосчатости, зеркала складок, осевых поверхностей по двум непараллельным следам этих поверхностей в обнажении, определение осевых поверхностей и зеркала складок по шарниру и следу соответствующей поверхности в обнажении. Решение: проекции обеих линий выводятся на один меридиан, который и является проекцией искомой плоскости.

3. Определение угла между линиями (рис. 107, 7).

Геологический смысл — определение угла между шарнирами, линейностями разных генераций, осями конических складок, углового интервала рассеяния измерений и т. п. Решение: проекции линий выводятся на один меридиан; угол между линиями определяется как угловое расстояние между проекциями линий (точками), измеренное по делениям сетки вдоль данного меридиана.

4. Определение угла между двумя плоскостями (рис. 107, 8).

Геологический смысл — определение угла между крыльями складки, между слоистостью и кливажем, зеркалами складок и осевыми поверхностями. Решение: на кальке отстраиваются проекции обеих плоскостей, далее можно решать задачу двумя путями:

а) точку пересечения проекций плоскостей вывести на экватор сетки и, отсчитав по нему 90°, сделать отметку, через которую следует провести дугу большого круга — проекцию плоскости, перпендикулярной к линии пересечения данных плоскостей. Угол, отсчитываемый по сетке между точками пересечения проекций исходных плоскостей с проекцией плоскости, перпендикулярной к линии их пересечения, отвечает искомому углу;

б) построить полюсы заданных плоскостей и измерить угол между ними (задача 3).

5. Определение плоскости, биссекторной по отношению к двум другим плоскостям (рис. 107, 8)

Геологический смысл — определение биссекторной плоскости складки, обычно совпадающей с осевыми поверхностями. Решение: а) как и в предыдущей задаче, выводится на экватор проекция линии пересечения заданных плоскостей и строится проекция плоскости, перпендикулярной к этой линии. Биссекторную плоскость можно построить, если определить угол между заданными плоскостями, разделить его пополам и провести дугу большого круга через середниу отрезка дуги (точка 1 рис. 107, 8) и точку пересечения проекций исходных плоскостей (точка 2, рис. 107, 8);

б) полюсы плоскостей вывести на один меридиан, найти среднюю точку отрезка меридиана, соединяющего эти точки, и через найденную точку и точку пересечения проекций исходных плоскостей провести биссекторную плоскость.

В задачах 3-5 возможны два решения, так как при построении пересекаю-



Рис. 108. Цилиндрические складки разного профиля и соответствующие им диаграммы полюсов слоистости.

Ш— шарнир: ОП— осевая плоскость; 150° и др.— угол между крыльями складок [Казаков Л. Н., 1976, с. 146].

щихся плоскостей и линий образуются две пары смежных углов. Правильное решение выбирают с учетом геологических данных. Проекция осевой поверхности складки (задача 5) отвечает середине свободной от измерений части дуги большого круга, контролирующей распределение полюсов смятой поверхности (рис. 108).

В ходе предварительной обработки структурных данных нередко проводится усреднение измерений. К нему приходится прибегать, когда серия измерений структурных элементов дает заметный разброс, связанный с погрешностями наблюдений или естественными отклонениями линий и поверхностей одной генерации ввиду неидеальной геометрии реальных складок.

Средней величиной, которую легко определить на стереографической сетке, является медиана, позволяющая снять влияние аномальных измерений и выделить наиболее представительные. Кроме того, определение медианы серии измерений поверхностей, смятых в пологие складки, позволяет довольно точно оценить ориентировку зеркала этих складок.

На стереографической сетке медиана определяется следующим образом (рис. 107,5): подсчитывают общее число измерений в концентрации, медиана которой определяется. Кальку с точками вращают вокруг центра сетки, пока по обе стороны от экватора не окажется равное число точек, после чего отыскивают меридиан, также делящий концентрацию точек пополам. Точка пересечения этого мериднана и экватора является искомой медианой.

В зависимости от числа измерений диаграммы могут быть точечными и в изолиниях. Последнис бывают особенно наглядны, когда измерения многочисленны или их плотность очень высока. Для построения диаграмм в изолиниях применяется планисфера Пронина. Для того чтобы перейти от точечной диаграммы к изолиниям, следует кальку с точками переложить с сетки Вульфа на планисферу того же диаметра, подсчитать число точек в каждом кружке планисферы, выписать число измерений в центре кружков и на полученном листе кальки с числовыми отметками провести построения, аналогичные построению горизонталей на топокарте.

2. Анализ цилиндрических складок

Изучив в обнажении отдельную цилиндрическую складку, мы можем получить значения залегания ее шарнира, осевой поверхности и множество значений залегания слоистости или иной смятой в складку поверхности, например сланцеватости или кливажа. Если вынести все эти данные на стереосетку, то в зависимости от формы складки мы получим один из представленных на рис. 108 типов распределения. Рис. 108 наглядно иллюстрирует основные стереогеометрические особенности цилиндрических складок, заключающиеся в следующем:

 распределение вроекций полюсов смятой поверхности на стереосетке контролируется дугой большого круга;

2) полюс плоскости, проекция которой соответствует этой дуге, имеет ту же ориентировку, что и шарнир цилиндрической складки, и их проекции на стереосетке совпадают;

3) осевая поверхность проходит через шарнир и делит концентрацию полюсов смятой поверхности надвое;

4) характер рассеяния полюсов смятой поверхности зависит от формы складок;

5) проекции плоскостей, являющихся фрагментами смятой поверхности, пересекаются в точке, отвечающей шарниру складки.

Линии пересечения плоскостей одной генетической и возрастной генерации, например в простейшем случае линия пересечения крыльев складки, называются β-пересечениями. В идеальных цилиндрических складках все β-пересечения параллельны и образуют максимум на стереосетке. Однако в реальной обстановке неточности измерений и неидеальный характер складок ведут к появлению ложных максимумов, не имеющих геологического значения [Казаков А. Н., 1976, с. 139]. Поэтому диаграммы β-пересечений должны применяться не как самостоятельный способ расчета шарниров, а для контроля других способов.

Исходя из вышеперечисленных стереогеометрических особенностей цилиндрических складок, можно проводить геометрический анализ площадей, пораженных складками одной генерации. В идеальной ситуации сводная диаграмма πS_0 (полюсов слоистости), осевых поверхностей и шарниров складок, слагающих участок, была бы не отличима от диаграммы отдельной складки. Однако реальные складки не обладают идеальной прямолинейностью шарниров и осевых поверхностей. Для них обычно ветвление, ундуляция шарниров, виргация осевых поверхностей, достигающая 20°. Поэтому распределение шарниров и осевых поверхностей на стереосетке будет несколько размазанным, а полюса слоистости будут ложиться по дуге большого круга не линией, а полюса, обладающей некоторой шириной. Кроме того, концентрические складки от пласта к пласту обычно меняют форму, которая может колебаться в одной общей складки по разным слю-ям, будут заметно различаться.

Диаграммы, составленные по результатам массовых измерений залегання плоскостных и линейных элементов, на разных площадях будут отличаться друг от друга полнотой информации. Наиболее представительны по набору структурных элементов (πS_0 , πS_1 , $O\Pi$, различные виды линейности и т. д.) стереограммы площадёй, породы которых дислоцированы в серии малых и средних складок. Анализ диаграмм позволяет с максимальной точностью определить залегание перазличных структурных элементов, как наблюденных, так и выявленных посредством соответствующих построений на стереосетке.

Шарниры: 1. При наличии малых и средних складок среднее по участку залегание шарнира определяется как залегание медианы концентрации проекций реальных шарниров. Результат можно дополнительно проконтролировать способами 2 и 3 (см. ниже). 2. При отсутствии измерений залегания реальных шарниров средняя по участку ориентировка шарнира может быть определена по пС-диаграмме. Залегание шарнира совпадает с положением в пространстве нормали к плоскости, которая представлена на днаграмме очерченной полюсами слоистости дугой большого круга.

 При отсутствии складок низшего порядка шарнир определяется как максимум пересечений на диаграмме β-пересечений смятой поверхности.

Осевые поверхности: 1. При наличии малых и мелких складок полюс средней по участку осевой поверхности определяется как медиана полюсов осевых поверхностей этих складок.

2. Осевая поверхность крупной складки может быть рассчитана как плоскость, в которой лежит след осевой поверхности (считывается с карты) и шарнир данной складки, определенный предложенными выше способами.

3. При отсутствии складок низшего порядка средняя осевая поверхность складки может быть определена, если распределение полюсов смятой поверхности ограничено четкими максимумами, соответствующими крыльями складок (рис. 108, г, д, е). В этом случае осевая поверхность определяется как биссекторная плоскость (задача 4, рис. 107, 8).

4. Если распределение полюсов смятой поверхности имеет четкие ограничения (рис. 108, *a*, *б*), то осевая поверхность средней складки определяется как плоскость, проходящая через середину отрезка дуги, сложенной полюсами смятой поверхности, и шарнир складки (задача 3).

Угол между крыльями. Его удается рассчитать в тех случаях, когда полюсы смятой поверхности концентрируются в двух максимумах (рис. 108, e, ∂) или рассеяние полюсов вдоль большого круга имеет четкие ограничения (рис. 108, a, b). Угол между крыльями определяется по размеру свободного от измерений сектора на дуге большого круга, контролирующей рассеяние полюсов смятой поверхности.

Форма складок. Для приблизительной оценки формы складок исполызуются следующие признаки.

1. Равномерное распределение полюсов смятой поверхности вдоль отрезка дуги большого круга свойственно складкам с плавными очертаниями замков, не имеющим плоских крыльев (рис. 108, *a*, *b*).

2. Концентрация полюсов в максимумах характерна для складок со слабовыраженными замками (рис. 108, г, д).

3. Соотношение числа проекций полюсов слоистости в максимумах, соответствующих разным крыльям складок, приближается к среднему коэффициенту асимметрии складок, и тем ближе, чем выше число измерений залегания слоистасти (при условии их равномерного распределения по площади сечения складки).

3. Анализ конических складок

Изучение конической складки на стереосетке является задачей более сложной. чем анализ складки цилиндрического типа. Выполняются дополнительные операции, связанные с определением положения оси (К) конуса и значением апикального угла - между шарииром складки и осью конуса (рис. 106, б). Основные особенности стереогеометрии конической складки состоят в следующем.

1. В отличие от цилиндрической складки полюсы слоистости конической складки лежат не в плоскости, а в раскрытой в противоположную заданному конусу конической поверхности, вершинный угот которой равен разности 180°—2α (2α — вершинный угот заданного конуса).

2. По этой причине распределение полюсов слоистости конической складки контролируется дугой не большого, а малого круга проекции относительно бей конуса. При горизонтальном положении последней дуга малого круга, образованная полюсами, совпадает с одной из дуг малого круга стереосетки (рнс. 106, б, диаграмма); при наклонных положениях оси конуса такие совпадения исключены.

3. Характер рассеяния полюсов конической поверхности по дуге малого круга зависит от формы складки. Поперечные сечения конических складок достаточно разнообразны, но преобладают симметричные открытые складки.



Рис. 109. Определение апикального угла конической складки по диаграмме полюсов слоистости при горизонтальном (*a*), вертикальном (б) положении оси конуса и в случае, если пояс рассеивания πS представлен хордой окружности сетки (*в*).

 Осевая плоскость проходит через шарнир (вершинную ось конуса) и делит пояс концентрации полюсов конической складки на две равные части либо является биссекторной плоскостью между медианами максимумов пояса рассеивания лS.

5. Линии пересечения фрагментов поверхностей (β-пересечения) не параллельны шарниру конической складки. На диаграмме их проекции концентрируются в пределах сферического треугольника, опорная дуга которого (ее радиус равен апикальному углу складки α) при горизонтальном положении оси конуса К своими концами лежит на окружности сетки (рис. 106, б, диаграмма).

6. Шарнир коннческой складки представлен на диаграмме пересечением осевой плоскости складки с опорной дугой треугольника рассеивания β-пересечений (Ш на рис. 106, б, диаграмма).

В соответствии с изложенным на стереограмме конической складки должны быть отражены ориентировки πS, осевой плоскости, шарнира, оси конуса и очерчена конфигурация треугольника β-пересечений.

Причадлежность складки к деформации конического типа устанавливается путем совмещения фактического пояса рассеивания полюсов слоистости складки с дугами кругов сетки. Если проекции полюсов слоистости не совмещаются ни с одной из дуг большого круга сетки, значит складка не цилиндрическая, а скорее всего коническая. Но разграфка сетки позволяет непосредственно определить апикальный угол и угол погружения шарнира складки только при лвух фиксированных положениях оси конуса — горизонтальном и вертикальном. Кроме того, непосредственно по сетке такие данные могут быть получены в тех случаях, когда поясы лS имеют вид прямых лнний — хорд скружности сетки.

При горизонтальном положении оси конуса пояс рассенвания полюсов слонстости складки будет непременно совпадать с одной из дуг малого круга сетки. Характер рассенвания полюсов слонстости по этой дуге, положение на дуге концевых частей пояса и узлов концентрации лS позволяют определить форму поперечного сечения складки, залегание осевой плоскости и угол погружения шарнира. Апикальный угол α симметричной складки равен угловому расстоянию между проекцией шарнира (точка на линии диаметра сетки в 90° от малой дуги — Ш на рис. 109) и выходом оси конуса (К на том же рисунке). Поскольку ось конуса горизонтальна, апикальный угол является одновременно и углом погружения шарнира складки. При вертикальном положении оси конуса пояса рассенвания лS складки имеют на стереосетке форму отрезков концентрических окружностей относительно окружности сетки (рис. 109, б). Апикальный угол такой складки равен угловому расстоянию межлу малым кругом и окружностью сетки, а угол погружения шарнира отвечает разности 90°—а.

Среди поясов полюсов слоистости конических складок, оси конуса которых наклонены, лишь одна разновидность позволяет определить значение апикального угла без помощи палеток или дополнительных построений. Речь идет о случаях рассенвания πS по идеальной прямой линии — хорде или отрезку хорды



Рис. 110. Диаграмма-палетка полюсов слоистости конических антиклинали и синклинали с апикальным углом 15°.

1-13— отстоящие друг от друга на 15° дуги малых кругов сетки, образованные полюсами слонстости складки, шарнир которой погружается под углом от 0 до 90° на восток (вираво) и на запад (влево); Ш1-Ш13— выходы шарнира складки (точки на диаметре сетки); KI-KI3— выходы оси конуса (кружочки на диаметре сетки). Нумерация дуг, Ш и K единая.

окружности сетки (рис. 109, в). Такую траекторию описывают полюсы слоистости складок (с α , меньшим 45°), угол погружения шарниров которых равен вершинному углу образующей конической поверхности (2 α). Следовательно, апикальный угол конической складки, лS-диаграмма которого имеет вид хорды, равен половине углового расстояния между шарниром складки (Ш) и горизонтальной плоскостью (рис. 109, в). В основе этой последней рекомендации рассчитанные траектории лS конических складок с различным значением α , при углах погружения от 0 до 90° (см., например, рис. 110).

За исключением трех рассмотренных ситуаций (в положении оси конуса), для определения апикальных углов и углов погружения шарниров конических складок приходится прибегать к дополнительным построениям или использовать рассчитанные стереографические палетки полюсов слоистости — сводную палетку А. С. Флаасса [1978 г.], палетку рис. 110 и др.

Определение залегания крыльев и профильного сечения конических складок не представит затруднений для геолога, знакомого с анализом на стереосетке

Рис. 111. Серия смежных конических антиклиналей и синклиналей, диаграммы полюсов слоистости которых идентичны. Ш — тарниры складок.

цилиндрических складок. Установление осевой плоскости, шарнира и построение треугольника β -пересечений конической складки при горизонтальном положении оси конуса иллюстрировано на диаграмме рис. 106, б. При наклоне оси конуса треугольник сместится вдоль оси на угловое расстояние, равное углу иаклона, и очертавия его изменятся тем сильнее, чем круче наклон. Построение треугольников β -пересечений для таких складок обстоятельно показано А. Н. Казаковым [Геологическая съемка..., 1980, с. 41].

В заключение необходимо остановиться на информативности πS -днаграмм относительно типа — антиклинального, синклинального * — исследованной конической складки. Известно, что диаграммы полюсов слоистости цилиндрических складок не содержат такой информации независимо от того, анализируются одна или несколько смежных складок. С коническими складками дело обстоит иначе. Если в πS -диаграмме одиночной конической складки отсутствуют данные о синклинальном или антиклинальном типе последней, то πS -диаграммы двух смежных односторонне раскрытых конических складок позволяют с уверенностью говорить, какая из этих складок является синклиналью, а какая антиклиналью.

Коснемся вначале одиночной конической складки. По диаграмме ее полюсов слоистости можно резюмировать следующее: либо она принадлежит к антиклинали, либо к синклинали с тем же погружением шарнира, но раскрытой в противоположную сторону сравнительно с антиклиналью. Так, если антиклиналь раскрыта в направлении погружения своего шарнира, то синклиналь расширяется навстречу погружения. И наоборот, если антиклиналь раскрыта навстречу погружения шарнира, то синклиналь то синклиналь то синклиналь то синклиналь о то погружению. На рис. 110 эта закономерность иллюстрирована сопровождающими пояса лS схематическими зарисовками пар конических складок (антиклинали и синклинали) в плоскости, перпендикулярной к плоскости стереограммы.

Из изложенного следует, что для определения типа одиночной складки (антиклиналь, синклиналь) ее пS-диаграмму необходимо дополнить фактическими данными о направлении раскрытия образующей конической поверхности, конкретнее — данными о направлении расхождения вееров линейных текстур и шарниров малых и мелкцх складок. Этими же данными необходимо располагать при рассмотрении одного из случаев сочетания конических складок, при котором смежные антиклиналь и синклиналь раскрыты в противоположные стороны и диаграммы их полюсов слоистости тождественны (рис. 111).

С другой стороны, πS -диаграммы односторонне раскрытых конических складок являются безусловно информативными относительно антиклинального или синклинального типа последних. Причина этого — в существенном различии πS -диаграмм смежных антиклинали и синклинали в такой системе конических складок. Объемная схема таких складок и диаграммы их полюсов слоистости, представленные на рис. 112, позволяют убедиться в различии азимутов поґру-



Рис. 112. Объемная схема и стереограммы полюсов слоистости односторонне расирытых и погружающихся в одну и ту же сторону смежных конических актиклинали и синклинали.

На схеме
 ${\it Ш}$ — шарниры складки; на диаграммах: ${\it Ш}$ — проекция шарнира складки, ${\it K}$ — проекция оси конуса.

жения их шарниров на угловое расстояние, близкое к значению вершинного угла конуса. Примерно на тот же угол, т. е. на значение вершинного угла конуса, более круто сравнительно с антиклиналью погружается шарнир синклинали. Принципиально различным является положение на πS -диаграммах точек выхода шарниров относительно осей конусов. Выше (рис. 110) отмечалось, что идентичные πS -диаграммы свойственны одинаково погружающимся синклинальной и антиклинальной складкам, раскрытым в противоположные стороны. Если в согласни с этим попытаться заменить складки рис. 112 на соответствующие складки, раскрытые в обратную сторону, то нельзя не убедиться в неправомерности такой операции: замененные складки не будут опечать заданной ориентировке, не будут сопрягаться как смежные и вообще не уложатся в геометрию реального пласта. Этим подтверждается однозначность характеристики πS -диаграммани смежных содностороние раскрытых конических складок.

^{*} В общем случае здесь и далее речь идет об антиформных и синформных конических складках.

список литературы

Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С. Тектоника Сакмарской и Оръ-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1977. 240 с.

Ажгирей Г Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 350 с.

Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., Наука, 1977. 156 с.

Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М., Наука, 1979. 164 с.

Аэрометоды геологических исследований. Л., Недра, 1971. 704 с.

Балашов А. Н., Зимкин И. Д., Сайганов Э. А. Исследовання рудных полей и месторождений Карамазара геофизическими методами. — В кн.: Рудные поля Карамазара. "Лушанбе, Ирфон, 1975, т. III, с. 326—343.

Белов А. А., Книппер А. Л., Руженцев С. В. Исторяко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 117—136.

Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 307 с.

Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. Л., Недра, 1978. 239 с.

Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, вып. 17 (144). 145 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

Бродовой В. В. Методы исследования геофизических полей над основными рудоносными структурами. — В кн.: Обзорная сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М., 1975, с. 15—27.

Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М., Наука, 1976. 164 с. (Тр. Ин-та геологии АН СССР, вып. 289).

Буялов Н. И. Структурная геология. М., Гостехиздат, 1957. 279 с.

Вихерт А. В. Статистическое исследование складчатости. М., Изд-во МГУ, 1977. 158 с.

Вознесенский В. Д. Динамика развития тектонической структуры Сарысу-Балхашского водораздела. — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстава. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1975, с. 146—155.

Войновский-Кригер К. Г. Очерк тектовики Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Ст. 1.— Вюл. МОИП, от з. геол., 1966, т. 41, вып. 4, с. 5—29.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений. В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 41—113.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа-Землн. Л., Наука, 1968. 121 с.

Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л., Недря, 1980. 240 с. (Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1:50 000, вып. 6).

* ***** :

Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М., Недра, 1971. 238 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 532 с.

Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., Наука, 1967. 111 с.

Горлов Н. В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 2, с. 13—28.

Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений. М., Недра, 1979. 280 с.

Духовский А. А., Илаев М. Г., Кронидов И. И. Геофнзические исследования. Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Л., Недра, 1970. 376 с.

Казаков А. Н. , Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., Наука, 1976. 238 с.

Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974. 230 с. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В. Сравнительный анализ тектоники Предуральского, Предкарпатского, Предальпийского и Люблино-Львовского прогибов. — В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 92—104.

Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклинальный процесс. — В кн.: Разломы земной коры. М., Наука, 1977, с. 8—19.

Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. — Тр. Ин-та геологии АН УЗССР, 1951, вып. 6, с. 166—193.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Недра, 1965. 507 с.

Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. М., Нетра, 1977. 248 с

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород (на примере юго-западных отрогов Чаткальского хребта). – В кн.: Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., Изд-во АН СССР, с. 6—36. (Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 84).

Лукин Л И. Использование микроструктурного анализа при изучении структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 313 – 333.

Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., Наука, 1965. 212 с.

Лукьянов А. В., Щерба И. Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей. — В кн.: Тектоника Сибиря. М., Наука, 1972, т. 5, с. 15—23.

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. 2-е изд. Л., Недра, 1978, т. 1. 504 с.

Милеев В. С. Структурный парагенезнс — основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динямо-кинематических условиях. — В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л. Наука, 1978, с. 44-55.

. Миллер Ю. В. Закономерности развития деформационных циклов. — В ки.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., Наука, 1977, с. 121-136.

Молчанов И. А. Геометрический анализ поступательных анзъюнктивов. Маркшейдерский сборник. Томек, Зап.-Сиб. геолтрест, 1935, т. 2, с. 38-69.

Муратов М. В. Тектоническое расчленение территорий Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 10, с. 17-63.

Муратов М. В., Яншин А. Л. Особечности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов диа оксанов. — В кн.: Тектоника среденных массивов. М., Наука, 1976, с. 5—12.

Надак А. Пластичность и разрушение твердых тел. М., Мир. 1969, т. 2. 648 с.

Невский В. А. Особенности внутреннего строения, минерализации и историй развилия разломов некоторых рудных районов Средней Азии. М., Углетехиздат, 1959. 52 с. (Б-ка Науч.-техн. горн. о-ва. Сер. геол.).

Невский В. А. О внутрентем строении разломов. — Геотсктоника, 1967, № 1, с. 83—96.

Особенности размещения тектонических структур нефтегизоносных областей СССР. Л. Недра, 1974. 140 с. Паталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В. Структурный анализ линейной склидчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата, Наука, 1975. 196 с.

Плоснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых почсов (на примере Урала). Пермь, 1971. 217 с.

Поршияков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 149 с.

Радкевич Е. А. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 168—174.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. -- Сов. геология, 1956, № 53, с. 171-185.

Родыгин А. И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск, Изд-во Томск, ун-та, 1981. 136 с.

Розанов Л. Н. О связи разломов фундамента Русской плиты со структурой осадочного чехла. — Геофиз. сб., № 26. Киев, Наукова думка, 1968, с. 42—47.

Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., Мир, 1972. 446 с. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973. 184 с.

Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане. — Тр. ИГН АН СССР, 1955, вып. 162. Сер. руд. м-ний (№ 17), с. 82--93.

Сонюшкин Е. П. Об использовании оперяющих трещин при изучении структур рудных месторождений жильного типа. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 134—148.

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Л., Недра, 1981. 368 с.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., Недра, 1973. 240 с.

Тверитинов Ю. И. О принципах и методах тектонического районирования. — В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1971, с. 160-166.

Тектоника Европы и смежных областей (Объяснит, записка к междунар, тект, карте Европы и смеж, областей м-ба 1:2 500 000). М., Наука, 1978. 587 с.

Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. М., Недра. 1976. 334 с.

Томсон И. Н. Геологические методы картирования скрытых разломов фундамента. — В кн.: Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., Недра, 1969, с. 234—236.

Унксов В. А. Тектоника плит. Л., Недра, 1981. 288 с.

Цейслер В. М. Тектонические структуры на геологической карте СССР. М., Недра, 1979. 159 с.

Шихин Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 149—161.

Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., Недра. 1978. 176 с.

Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978. 191 с.

Elliott D. The quantitative mapping of directional minor structures.— J. Geol., 1965, vol. 73, N 6, p. 865-880.

Fleuty M. I. The description of folds. — Proc. Geol. Assoc., 1964, vol. 75, pt. 4, p. 461-492.

Geology of Greenland, Editors A. Escher, W Watt. Geol. Surv. of Greenland, 1976. 603 p.

Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. -- Precamb. Research, 1977, vol. 4, N 2, p. 163-213.

Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin, Verlag von Gebrüder Borntraeger, 1932. 208 S.

1907 MATUM DUM ME

оглавление

Inderel B Leta 1

Предисловие Глава 1. Общая характеристика тектонических структур 1.1. Тектонические структуры платформенных чехлов (Л. Н. Розанов) 1.2. Тектонические структуры орогенного и геосинклинального комплексов фанерозойских подвижных поясов (В. Л. Воз-1.2.1. Тектонические структуры орогенного комплекса . . 1.2.2. Тектонические структуры геосинклинального ком-1.3. Тектонические структуры комплекса основания фанерозойских подвижных поясов (В. Д. Вознесенский) 231.3.2. Основные морфологические особенности тектониче-1.3.3. Возраст комплекса основания и развитых в нем тектонических структур 281.4. Тектонические структуры докембрийских щитов и фундамента докембрийских платформ (Н. В. Горлов) . . 31 1.4.2. Структуры архейских устойчивых и полвижных об-Глава 2. Тектонические структуры как объекты крупномасштабных гео-2.1. Вводные замечания (В. Д. Вознесснский, Л. М. Плотни-2.2.2. Сколовые нарушения (Ю. С. Шихин) 54 Порядки разрывных нарушений 65 Повторные смещения по разрывам 60 2.2.3. Разрывы растяжения (Н. В. Горлов) 67 2.2.4. Концентрические и радиальные системы разрывов 2.2.5. Планетарные системы трещин и разрывов (М. И. Лигвак) 75 2.3. Складки (В. Д. Вознесенский) 78 2.4. Структурные парагенезисы (В. Д. Вознесенский) 84 2.4.1. Понятие о структурных парагенезисах Раннескладчатый структурный парагенезис 91 Позднескладчатый структурный парагенезис

Соотношение раннескладчатого и позднескладчатого структурных парагенезисов Послескладчатые структурные парагенезисы 2.5. Модель тектонической структуры (В. Д. Вознесенский)	94 100 102
Глава 3. Методика изучения разрывных нэрушений	108
3.1. Методика изучения разрывных нарушений в предполевой	
период 3.1.1. Работа с топографическими картами (В. Ф. Нико-	_
3.1.2. Анализ материалов космо- и аэрофотосъемок	100
(В. Ф. Николаев, С. И. Стрельников) Организация работ с космо- и аэрофотосним-	109
ками Дешифрирование мелко- и среднемасштабных	
материалов дистанционных съемок. Выделение сквозных зон разломов по крупно-	114
масштабным аэрофотоснимкам (Т. Т. Ге) Дешифрирование крупномасштабных аэрофото-	11-1
материалов. Анализ и обработка ланных лецифрирования	117
 З.1.3. Анализ материалов опережающих геологическую работ (Д. Н. Базациов) 	
съемку геофизических работ (А. П. Балишов, $B. \Phi. Hиколаев$)	122
Общие сведения Преяпосылки выделения разрывных нарушений	-
геофизическими методами .	123
териалов для обнаружения и трассирования раз-	107
рывных нарушений Количественные методы интерпретации геофизи-	125
ческих данных для выявления и прослеживания	127
3.2. Полевое изучение разрызных нарушений	129
3.2.1. Полевые признаки и методика картирования сколо- вых нарушений (Ю. С. Шихин)	130
3.2.2. Определение смещений (Ю. С. Шихин)	136
(Н. В. Горлов)	-141
3.2.4. Полевое изучение разрывных нарушений гоофизиче- скими методами (А. Н. Балашов)	145
Организация геофизических работ Методы выделения и прослеживания разрывных	-
нарушений	153
Onpediciente napescrives pospisation dependente	
Глава 4. Методика веследования сложнодислоцированных (складчато- разрывных) комплексов	156
4.1. Прияцины и методы исследования	
4.1.1. Освовные черты строення, состояные изученности з особенности картирования сложнодислоцированных комплексов (В 7 Вознесенский)	_ 1
4.1.2. Прослеживание и нанесение на карту контактов гео-	159
4.1.3. Маршрутные измерения ориентировки структурных	166
4.1.4. Определение морфологии и расчет ориентировку (
В. Л. Курмилев)	170

286

4.1.5. Ключевые обнажения и ключевые участки (В. Д. Воз-	170
4.1.6. Определение нормального стратиграфического разре-	
за (В. Д. Вознесенский)	185
компаексов	193
4.2.1. Улутау. Тектоническая структура участка Бала-Жез- ды (М. И. Литвак, В. Д. Вознесенский, В. Л. Кур- милев. А. Н. Палииына)	_
4.2.2. Сангиленское нагорье. Тектоническая структура Му-	
гурского рудного поля (В. Д. Вознесенский, М. И. Литвак, Ю. П. Ненашев)	207
4.2.3. Киргизский хребет. Тектоническая структура участ- ка Ачикташ и основные особенности структуры Мак- бальского выступа (В. Д. Вознесенский, М. И. Лит- оди, Ю. П. Научиев К. П. Корлеонулій, М. И. Лит- оди, Ю. П. Научиев К. П. Корлеонулій.	003
ак, Ю. П. ненашев, К. П. Козловскии)	233
5.1. Графоаналитическое исследование тектонических структур	
(Д. М. Плотников)	
5.1.1. Общие сведения	
5.1.2. Ограничение области исследования и выобр системы координат	239
5.1.3. Описание и исследование типоморфных структур.	243
Флексуры	_
Периодические складчатые структуры	246
Сочетания периодических складчатых структур п	050
флексур с разрывными нарушениями	250
5.1.4. Прогнозирование структур при интерполяциях и экс- тралоляциях	254
5.2. Изображение тектонических структур на крупномасштаб-	
ных геологических картах, профилях и разрезах	
(В. Д. Вознесенский, В. Л. Курмилев)	
5.2.1. Структурная нагрузка геологической карты	250
5.2.2. Построение профилеи и разрезов	209
рования (В. Д. Вознесенский)	264
Приложение. Использование стереографической сетки Вульфа при изучении складчатых структур	270
 Элементарные действия и решение простейших задач на стереографической сетке Вульфа (В. Л. Курмилиса, Н. В. Голада) 	
2. Анализ цилиндрических складок (В. Л. Курмилев) 3. Анализ конических складок (Н. В. Горлов)	276 277
Список литературы	282