

**И. П. КУШНАРЕВ
П. И. КУШНАРЕВ
К. М. МЕЛЬНИКОВА**

**МЕТОДЫ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ**

И. П. КУШНАРЕВ,
П. И. КУШНАРЕВ,
К. М. МЕЛЬНИКОВА

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

4672



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Кушнарв И. П., Кушнарв П. И., Мельникова К. М. Методы структурной геологии и геологического картирования.— М.: Недра, 1984. 375 с.

Изложены методы решения геолого-структурных задач и методы геологического картирования. Значительное внимание уделено дешифрированию различного рода аэрофотоснимков и использованию результатов геофизических, геохимических, геоморфологических и других данных, помогающих выявлению природы структур земной коры. Рассмотрены методы, недостаточно освещенные в литературе: микроструктурный анализ, расчеты амплитуд неоднократных перемещений по разломам, картирование прибрежно-морских отложений и т. д.

Для геологов, ведущих съемку, поиски и изучение рудных полей и месторождений. Может быть рекомендована студентам геологических специальностей вузов.

Табл. 6, ил. 105 + 6 прилож., список лит.— 47 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук А. В. Пэк (Новочеркасский политехнический ин-т)

Структурная геология — наука о различных по происхождению формах залегания горных пород. В ее задачу входит выяснение морфологии структур, времени, условий и механизма их образования и, в конечном счете, выявление истории развития и происхождения структурных форм, а также моделирование предполагаемых условий и процессов, при которых они образованы.

Предметом ее изучения являются природные структуры, создаваемые в результате горизонтальных и вертикальных движений земной коры, а также в процессе осадконакопления, интрузивной, эффузивной и гидротермальной деятельности и метаморфизма. Специфические структуры создаются в результате действия подземных и поверхностных вод, а также образуются космическими явлениями (ударно-метеоритные структуры).

В последние десятилетия нашего века в сферу структурной геологии вошли техногенные структуры, возникшие в результате огромной по масштабам человеческой деятельности (добыча полезных ископаемых, крупные взрывы, строительство больших водохранилищ и т. д.).

Структурная геология, по С. С. Смирнову, прежде всего является «прикладной геологией». Она служит фундаментом геологического картирования, дешифрирования аэрофотоснимков и решения многих теоретических задач тектоники. Без нее невозможно изучение структур рудных полей и месторождений полезных ископаемых, их поисков, разведки и эксплуатации, а также выявление закономерностей их размещения (включая глубины формирования эндогенных руд).

Геологическое картирование тесно связано со структурной геологией и его предметом является изображение выходящих на поверхность горных пород различного возраста и литологического состава, их фациальной изменчивости, характера залегания и взаимоотношений между собой и магматическими образованиями. Грамотная геологическая карта служит той основой, с помощью которой только и возможно вести поисковые и геологоразведочные работы, прогнозные и металлогенические исследования, эффективно решая проблемы, связанные с расширением сырьевой базы страны. Без нее не могут быть решены вопросы палеогеографии, магматизма, истории геологического и геотектонического развития изучаемого региона, т. е. коренные геологические проблемы теоретического и прикладного значения. Поэтому геолог — съемщик и поисковик должен обладать широким кругозором, фундаментальными знаниями структурной геологии и сопредельных наук о Земле, развивать у себя пространственное воображение, чрезвычайно необходимое для понимания структур и их изображения.

Авторы совершенно согласны с давними, но актуальными и теперь критическими высказываниями Д. И. Мушкетова, Н. С. Шатского,

а позже и других ученых о ряде аспектов тектоники и ее терминологической базы. Так, еще в 1929 г. Д. И. Мушкетов отмечал, что «нередко к ней (тектонике) относятся как к удобному полю для безответственных, псевдонаучных спекуляций и фантазий, но не как к научному методу. Именно в области тектоники наблюдается наибольшая несостоятельность взглядов и пестрота идей, меняющихся столь быстро и коренным образом, что следить за ними трудно». Н. С. Шатский в 1965 г. писал: «...вольные трактовки тектонических понятий и терминов, к сожалению, представляют широко распространенное явление, принимающее ужасающие размеры и требующее принятия срочных мер-для его ликвидации». Поэтому в книге мы не только избегаем применения лишней, часто расплывчатой по содержанию терминологии, потерявшей смысл, но и активно выступаем против нее. В развитии и совершенствовании методов структурной геологии и геологического картирования и упорном внедрении их в практику геологических работ мы видим основной путь получения объективной (в том числе количественной) информации о геологических объектах и процессах их формирования. В этом путь отхода от спекулятивных и безответственных фантазий, о которых так ярко сказал Д. И. Мушкетов.

Главная задача книги выражена в ее названии, и авторы стремились не отступать от избранного направления, выявляя наиболее ценные, проверенные на практике приемы решения задач структурной геологии. Они предложили ряд новых приемов и методов таких решений. Так как временами трудно определить, что должно быть отнесено к собственно структурной геологии и что к геологическому картированию, резкого разграничения между разделами в книге не делается. Это относится к характеристике признаков ряда структур: кольцевых, раздвиговых и других, рассмотренных подробнее для того, чтобы показать их диагностические особенности (в том числе конвергентность), одинаково важные для их выделения при картировании и для решения структурных задач. В сжатой, но достаточной для самостоятельного освоения форме изложена методика микроструктурного анализа и ее теоретические основы. Сами примеры читатель найдет в публикациях и сможет с пониманием относиться к таким работам и использовать их в своей деятельности.

На протяжении всей книги авторы стремились к развитию пространственного воображения у читателей, строгого и критического восприятия различных взглядов и аналитического подхода в оценке разных точек зрения. В ней критически рассмотрены вопросы прототектоники интрузивных массивов, а также генезиса расслоенных плутонов и ряд других проблем.

В книге изложены также методы и приемы геологического картирования. Несмотря на то что вопросам геологического картирования посвящены специальные сборники и инструкции, авторы сочли необходимым изложить основные принципы (которые они разделяют) и собственный опыт геологосъемочных работ, обратив особое внимание на применение космо- и аэрофотоснимков различных типов и масштабов, информативность картируемых пород и ее использование в различных целях, петрофизическое картирование метасоматитов и конвергентность

большинства структур, выяснение генезиса которых важно для оценки потенциальной рудоносности исследуемой территории.

Авторы книги выражают свою искреннюю благодарность профессору А. В. Пэку за ценные советы, предложения и критические замечания, которые мы постарались учесть при работе над рукописью. В техническом оформлении книги большую помощь оказали Н. М. Артюхова, Н. Б. Белова, Т. И. Васюкова, В. К. Крюков, Д. И. Кушнарев и А. Д. Черкасов, которым авторы выражают свою признательность.

Все конструктивные советы и замечания, высказанные читателями будут нами приняты с благодарностью.

1. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Одна из важнейших задач структурной геологии — выяснение механизма, условий и результатов деформаций земной коры. Непременной основой их изучения являются картирование разномасштабных геологических структур (от складок и разломов до трещиноватости и ориентировки минералов в породах) и последующий их анализ с применением необходимых и доступных методов: петрографического, тектонического, микроструктурного и петрофизического, в равной мере далеких от совершенства

Выявление систем сил и сопровождающих их напряжений, действовавших на последовательных этапах или стадиях геологического развития, составляет наиболее сложную задачу. Она не может решаться без изучения упругих свойств горных пород и механизма их разрушения, которые зависят от формы деформированного тела, характера и направления действующих сил: осевое сжатие (растяжение), действие пары сил, крутящих моментов и т. д.

Скорость деформации или ее длительность определяют ход процесса, на который влияют также температура и количество поровых вод, а иногда и химические реакции, сопровождающие деформацию, и т. д. Учесть их необычайно трудно. Поэтому, несмотря на значительные успехи в области тектонофизики, многие вопросы еще не ясны.

1. Деформация и напряжение

Деформацией называется изменение внешней формы и объема тела в результате силового или термического воздействия на него. Она не обязательно может быть тектонической. Так, например, деформации могут возникнуть при уменьшении мощности слоев в результате частичного ухода воды из рыхлых отложений, а также усадки пород под давлением вышележащих толщ; наконец, может произойти скольжение, смятие их под действием гравитационных сил.

В зависимости от направления приложенных к телу внешних сил возникают деформации сжатия, растяжения, сдвига (среза, скальвания), изгиба, кручения. Последняя деформация для горных пород не характерна

Различают однородную и неоднородную деформации (рис. 1). При однородной деформации, включающей удлинение (укорочение) и простой сдвиг, прямые линии и плоскости внутри деформируемого тела не изменяются, а параллельные линии остаются параллельными. При любой однородной деформации существуют две, чаще три взаимно перпендикулярные оси деформации: алгебраически наибольшего ϵ_1 , среднего ϵ_2 и наименьшего ϵ_3 укорочения (или удлинения) в зависимости от того сжимается или растягивается тело.

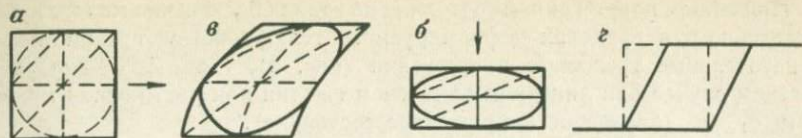


Рис. 1. Виды деформаций.

α — недеформированное тело; β — z — деформации (β — однородная, v — неоднородная, z — сдвига)

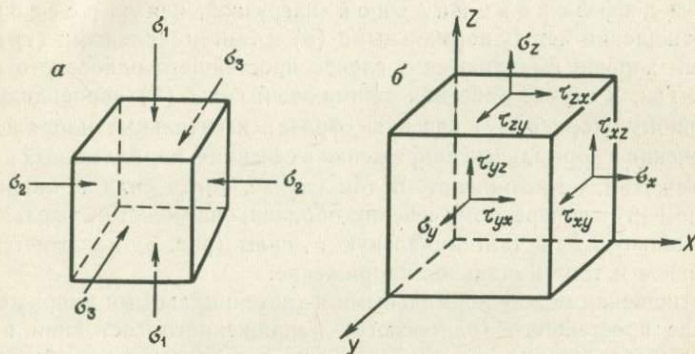


Рис. 2. Элементарный кубик породы, находящийся в объемном напряженном состоянии.

α — главные оси напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 ; β — компоненты нормальных (σ) и тангенциальных (τ) напряжений

При неоднородной деформации разные части деформируемого тела, в зависимости от условий приложения нагрузки и характера неоднородности его строения, деформируются по-разному.

В геологии мы имеем дело только с результатами неоднородной объемной деформации. При анализе этой деформации приходится делать допущения, что она однородна как в элементарном объеме, так и в теле в целом, и лишь в некоторых частных случаях имеется возможность учитывать роль неоднородности.

Под действием нагрузки в телах возникают внутренние напряжения, противодействующие силам нагрузки и равные им по величине силы F , отнесенной к единице площади (S) того сечения, на которое она действует ($\sigma = F/S$)*.

Напряжение — величина векторная, и вектор полного напряжения на элементарной площадке dS равен dF/dS , где dF — элементарная сила, действующая на площадку dS . Этот вектор можно разложить на две взаимно перпендикулярные составляющие — нормальное напряжение σ и касательное (тангенциальное) τ . Это справедливо для двумерных плоских деформаций, где $\sigma_1 > \sigma_3$, к которым в условиях упрощения сведены земные объемные деформации.

* В механике под напряжением понимают также силу, приложенную на единицу площади, получаемую путем деления равнодействующей всех сил на площадь, к которой они приложены.

При общем напряженном состоянии на гранях бесконечно малого куба, выделенного в пределах деформируемого тела, действуют нормальные и касательные трехосные напряжения (рис. 2), где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, а в частном случае при линейном одноосном сжатии или растяжении может быть $\sigma_1 \geq \sigma_3$ (двухосное напряженное состояние).

Следует заметить что только при $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ возможны касательные напряжения, в противном случае возникает лишь всестороннее сжатие (+) или растяжение (-). Разность нормальных напряжений, при которых возникают тангенциальные (касательные) напряжения, называется *дифференциальной* нагрузкой, или *стрессом*.

Соотношения между нормальными (σ) и тангенциальными (τ) напряжениями хорошо выявляются в случае простейшего одноосного напряжения. Так, в случае действия сжимающей силы (F) перпендикулярно поперечному (торцевому) сечению образца касательные напряжения в этом сечении и нормальные напряжения в сечениях, параллельных направлению сжатия, не возникают. В том случае, когда сила F направлена под углом (β) к поперечному сечению образца, она может быть разложена на нормальную F_n и тангенциальную F_τ силы (рис. 3) и соответственно нормальное и тангенциальное напряжение.

Соотношения между нормальными и тангенциальными напряжениями в случае простейшего (одноосного) напряженного состояния в плоскости любого сечения a_1 , наклоненного под углом α к оси образца (оси сжатия), можно определить, разложив силу F на составляющие (рис. 4)

$$F_n = F \sin \alpha; \quad F_\tau = F \cos \alpha.$$

Поскольку площадь сечения a_1 равна $a/\sin \alpha$ (рис. 4, а), нормальное напряжение (σ_n) в этом сечении равно

$$\sigma_n = \frac{F_n}{a_1} = \frac{F}{a} \sin^2 \alpha = \sigma \sin^2 \alpha = \frac{\sigma}{2} \cos 2\alpha,$$

а касательное напряжение (τ) равно

$$\tau = \frac{F_\tau}{a_1} = \sigma \sin \alpha \cdot \cos \alpha = \frac{\sigma}{2} \sin 2\alpha.$$

Из этих формул следуют выводы.

1 Максимальное нормальное напряжение при одноосном сжатии возникает в сечениях перпендикулярных к оси сжатия, где $\alpha = 90^\circ$ и $\sin \alpha = 1$; минимальное — в сечениях параллельных оси сжатия, где $\alpha = 0^\circ$ и $\sin \alpha = 0$.

2 Максимальное касательное (тангенциальное) напряжение при одноосном сжатии возникает в сечениях, образующих угол 45° с направлением сжимающей силы F ($\alpha = 45^\circ$; $\sin 2\alpha = 1$), и минимальное — при $\alpha = 0^\circ$ и $\alpha = 90^\circ$ ($\sin 2\alpha = 0$), т. е. на главных сколовых плоскостях (рис. 4, а).

При двухосном сжатии (рис. 4, б) нормальное напряжение (σ_n) равно $\sigma_1 + \sigma_3$. В этом случае нормальное напряжение в сечении a_1 равно

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha = \left[\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right] \cos 2\alpha,$$

Рис. 3. Разложение силы F на нормальную (F_n) и тангенциальную (F_t) составляющие. Последняя разложена на компоненты, параллельные осям координат

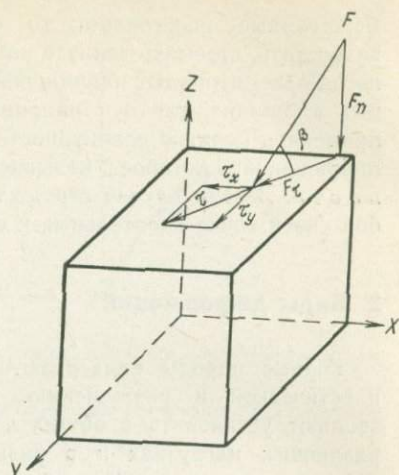
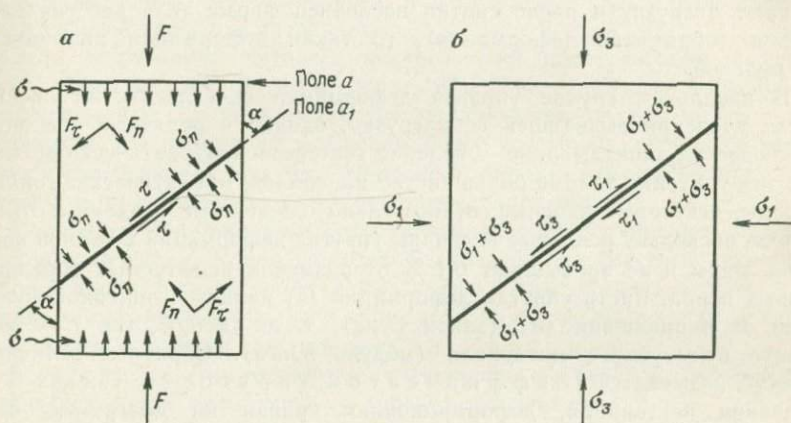


Рис. 4. Распределение напряжений при одноосном (а) и двухосном (б) сжатии



а тангенциальное (касательное) напряжение τ представляет разность касательных напряжений τ_1 и τ_3 , имеющих противоположный знак

Таким образом, при двухосном сжатии нормальное напряжение имеет максимальное значение в двух сечениях, перпендикулярных осям сжатия ($\alpha = 0^\circ$ и $\alpha = 90^\circ$), а касательное напряжение в этих плоскостях равно нулю; τ достигает максимума в сечениях, наклоненных под углом $\alpha = 45^\circ$ к направлению сжатия

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

Напряженное состояние тела при приложении нагрузки обусловлено тем, что в любом твердом теле расстояния между узлами кристаллической решетки определяются уравновешенными величинами внутренних сил притяжения и отталкивания между атомами и ионами. Если внешнее воздействие (например, сжатие) будет стремиться изменить

межатомные расстояния, то силы взаимного отталкивания будут возрастать, стремясь вернуть частицы на прежние места. В тех случаях, когда рассматривают напряженное состояние геологических тел на крупных площадях, где оси напряжения меняют свое положение, удобно применять понятие совокупности направлений и величин определенных напряжений, которое называется состоянием напряженности. В этом случае строят траектории напряжений — линии, в любой своей точке касательные к оси данного напряжения.

2. Виды деформаций

Горные породы подвергаются всем видам деформаций — упругой, пластической и разрушению. Экспериментальные исследования позволяют установить в общих чертах закономерности деформаций при различных нагрузках и в разных условиях. Если появившиеся под действием нагрузки внутренние силы взаимодействия частиц уравниваются нагрузке и после снятия последней форма тела восстанавливается (обратимая деформация), то такая деформация называется упругой.

В идеальном случае упругая деформация исчезла бы мгновенно после удаления вызвавшей ее нагрузки, однако в реальных условиях наблюдается запаздывание — явление гистерезиса. Практически можно считать упругими телами большинство минералов, магматические горные породы, некоторые плотные, относительно однородные осадочные отложения, поскольку реальные величины упругих деформаций в земной коре очень малы и не превышают 0,1 % от размеров испытываемых образцов горных пород. Чисто упругая деформация (ϵ) является линейной функцией от напряжения (σ) (закон Гука), т. е. $\epsilon = \sigma/E$, где E — константа испытываемого материала (модуль Юнга). Обратная величина $\alpha = 1/E$ называется коэффициентом упругости. Так как E — величина постоянная, деформационная кривая на диаграмме «напряжение — деформация» выражена прямой линией.

Размер упругой деформации пропорционален коэффициенту упругости: $\epsilon = \alpha\sigma$.

Горные породы деформируются иначе, чем металлы: в условиях обычных дневных температуры и давления пластическая деформация в них почти не происходит и непосредственно за упругой деформацией наступает разрушение породы, достигшей предела текучести (рис. 5).

Если вместо нормального напряжения σ действует тангенциальное (касательное) напряжение τ , то упругая деформация будет иметь характер простого сдвига. В этом случае деформация (γ) равна τ/G , где G — модуль сдвига, или жесткость, тоже являющаяся постоянной величиной для испытываемого материала.

Когда тело испытывает деформации в продольном и поперечном направлении, то отношение поперечного сжатия к продольному растяжению выражается коэффициентом пропорциональности — коэффициентом Пуассона (μ).

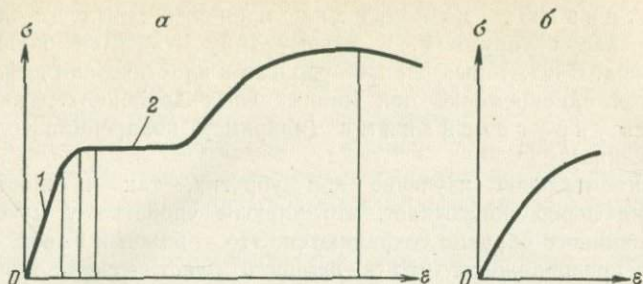


Рис. 5. Диаграммы напряжений (σ) и деформаций (ϵ) при обычных температурах и давлениях.

a — при растяжении стержня из мягкой стали (1 — упругая деформация, 2 — площадка текучести); *б* — при сжатии брусков горных пород

Модуль Юнга, модуль сдвига и коэффициент Пуассона определяют упругие свойства материалов.

Если деформация остается после снятия нагрузки, она называется остаточной. В этом случае, в отличие от упругой деформации, отдельные частицы настолько отклоняются от своего среднего положения, что оказываются в новой, более устойчивой позиции относительно окружающих частиц. Расстояние между ними приближаются к тем, которые характерны для ненапряженного тела.

Снижению напряженного состояния тела способствует наличие дефектов в кристаллической решетке. Такие дефекты (местные сгущения узлов кристаллической решетки, связанные с присутствием избыточного атома, или незанятые ионами и атомами, т. е. вакансии решетки, и т. д.) называются в физике твердого тела дислокациями.

Если нагрузка увеличивается, то скорость остаточной деформации возрастает, достигая максимума (предел текучести).

Способность тел к сравнительно быстрым и значительным остаточным деформациям называется пластичностью, а тела, обладающие такими свойствами, — пластичными. Тела, имеющие малую скорость и незначительные размеры остаточной деформации, относят к жестким, или хрупким. Остаточная деформация может протекать и на ионно-молекулярном уровне как за счет внутрикристаллического скольжения в зернах (трансляция и двойникование), так и путем катаклаза.

Различные по составу горные породы с глубиной ведут себя по-разному. Так, основная масса осадочных горных пород пластично деформируется уже в условиях сравнительно малых глубин (несколько километров), в то время как метаморфические и магматические породы даже при давлениях 500 МПа и температуре 500 °С (что в переводе на литостатические нагрузки соответствует глубине около 20 км) еще не деформируются, образуя катакластические сколовые структуры. Скорость пластической деформации определяется вязкостью тела. Способность тела к пластической деформации и ее скорость обратно пропорциональны вязкости. В учении о деформациях твердые тела

рассматривают как вязко-пластичные, с довольно низким пределом упругости. К такому типу относятся большинство горных пород. В некоторых породах упругая и пластическая деформации развиваются одновременно при минимальных давлениях. Такие тела называются упруго-вязкими (например, поваренная соль, гипс, влажная глина).

Экспериментальное изучение как упругих, так и пластических деформаций пород показывает, что упругие свойства у пластически деформированного образца сохраняются. Это — важный вывод, который позволяет предположить, что в процессе пластической деформации каждый элементарный объем породы частично находится в состоянии упругой деформации. Это упругое состояние, по-видимому, обуславливает ориентировку и величину главных напряжений в породе.

3. Особенности механизма деформаций горных пород

М. В. Гзовский [14] справедливо отмечал, что в геологической литературе укоренилось упрощенное, идеализированное представление о прямой зависимости характера и типа деформаций горных пород, главным образом от величины напряжений. Считается, что при небольших напряжениях (ниже предела упругости) возникают лишь упругие деформации, при возрастании напряжений выше предела упругости — пластические деформации, а затем наступает разрушение.

Между тем при тектонических процессах чрезвычайно важную роль играют многочисленные факторы (температура, поровое, литостатическое и ориентированное давление, растворители и адсорбированные пары и жидкости, анизотропия пород, длительность времени действия, интенсивность напряжений и скорость деформации), изменяющие механические и деформационные свойства горных пород.

Механизм деформации гранулометрически неоднородных и поликристаллических горных пород значительно сложнее, чем механизм элементарных однородных деформаций в изотропных телах малых размеров. Одна и та же порода может быть, в зависимости от условий деформации, то пластичной (например, мрамор), то хрупкой. Вопросы деформации горных пород, в зависимости от перечисленных условий, рассматриваются в работах М. П. Воларовича, М. В. Гзовского, Д. Григгса, Б. Гогеля, В. Ковальского, В. В. Ржевского, Э. Спенсера, Я. Б. Фридмана, Д. Хендина, В. В. Эза, В. Ярошевского и многих других исследователей.

Зависимость деформации от времени. Анализ зависимости деформации от времени показал, что прямолинейная зависимость между ними ниже предела упругости сохраняется лишь при кратковременном воздействии напряжения. При длительном воздействии напряжения деформация возрастает, и на кривой «напряжение — деформация» можно получить горизонтальный участок. Это объясняется тем, что наряду с деформациями, мгновенно возникающими после начала действия напряжений, существуют также деформации, которые увеличиваются с течением времени

Если образцы горных пород подвергаются длительному действию постоянных по величине напряжений, то наблюдается явление ползучести, т. е. горные породы приобретают способность пластически деформироваться при напряжениях ниже предела упругости. Ползучесть является главной причиной больших деформаций минералов и горных пород в течение геологического времени при сравнительно малых нагрузках. Кроме того, установлено, что медленное возрастание нагрузки вызывает снижение прочности и более пластический характер деформации горных пород.

Полученные экспериментальные кривые «время — деформация» называются кривыми кинетики, или кривыми ползучести (рис. 6). Изучение этих кривых, как показал М. В. Гзовский, говорит о том, что в любой момент времени действия напряжений общая деформация состоит из обратимой (упругой) $\gamma_I + \gamma_{II}$ и остаточной (пластической) γ_{III} . В упругой деформации выделяют две составляющие (рис. 7): пропадающую условно-мгновенно после снятия нагрузки (γ_I) и исчезающую в течение некоторого времени (упругое последствие γ_{II}).

В геологических условиях возможен такой режим деформации горных пород, при котором с течением времени происходит постепенное превращение условно-мгновенной деформации в упругое последствие, а обе они со временем переходят в остаточную деформацию. Это явление называется релаксацией.

Влияние температуры и общего давления. Исследования Д. Т. Григгса, Д. Хендина, С. Мацумимы и других по деформации различных пород и минералов позволяют сделать следующие выводы.

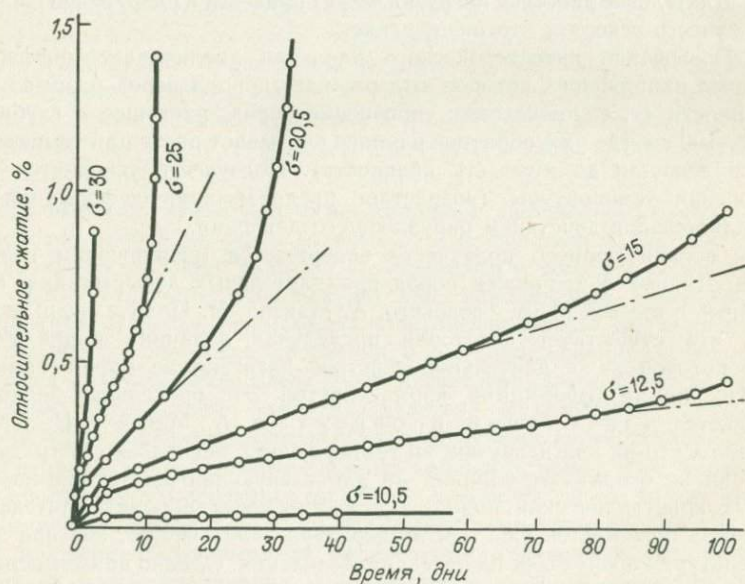


Рис. 6. Кривые ползучести сухого гипса под различными нагрузками (МПа), по Д. Григгсу

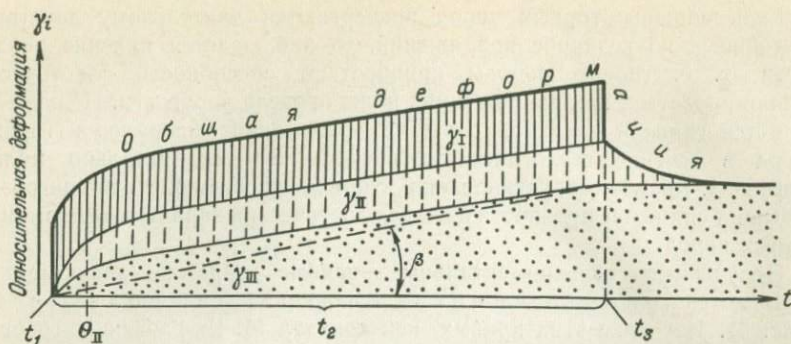


Рис. 7. Схема кинетики деформации горной породы при постоянных напряжениях, по М. В. Гзовскому [10].

γ_I — условно-мгновенная деформация; γ_{II} — упругое последствие; γ_{III} — пластическая деформация; θ_{II} — угол, при котором достигается 0,63 предельной величины γ_{III} ; β — угол, величина которого приближенно характеризует скорость пластической деформации; t_1 — момент начала действия напряжений; t_2 — время действия напряжений ($t_i = \text{const}$); t_3 — момент прекращения действия напряжений

1. При нормальной температуре и давлении в приповерхностных условиях Земли постоянная нагрузка, не достигающая предела упругости, вызывает непрерывную деформацию. Последняя после снятия нагрузки не восстанавливается полностью, что говорит о ползучести материала.

2. Длительное действие нагрузки может привести к разрушению пород, и ползучесть ускоряет это разрушение.

3. Повышение литостатического давления увеличивает дифференциальное напряжение, которое выдерживает порода перед разрывом ее сплошности (т. е. происходит упрочнение пород, растущее с глубиной до 50—100 км, где уже обратное влияние оказывает растущая температура, снижающая до нуля эту прочность). Ползучесть ускоряется при повышении температуры (возрастает предразрывная деформация) и замедляется под действием окружающего давления.

Не всякий процесс ползучести завершается разрушением горных пород. Данные о прочности пород при длительных деформациях, приведенные в опытах М. В. Гзовского, А. Майзра, Н. Прайса и др., показали, что существует некоторая предельная величина напряжения, ниже которой даже длительное действие нагрузки не может вызвать никаких других деформаций, кроме упругой. Эта предельная величина называется длительной прочностью. А. Майзр и Н. Прайс доказали, что ни вид нагрузки, ни температура в несколько сот градусов Цельсия не оказывают влияния на длительную прочность алюмосиликатных кристаллических пород, а в карбонатных породах длительная прочность понижается уже при температурах 300—500 °С, ибо при этих температурах происходит их перекристаллизация. Однако при температурах, близких к плавлению, все горные породы снижают длительную прочность и развивается ползучесть. Ползучесть, вероятно, также является главной причиной деформаций в гнейсах и мигматитах.

Эксперименты показали также, что длительная прочность с повышением давления возрастает в сравнительно небольших размерах (в два-три раза).

Опыты Патерсона по деформации мрамора в условиях различных внешних давлений (до 100 МПа) показали, что при трехосном сжатии высокое окружающее давление, начиная с некоторой критической величины, резко снижает сопротивление пород к пластической деформации, а упругие деформации возрастают незначительно. Начальная прочность пород при возрастании внешнего давления увеличивается (т. е. идет упрочение, именуемое в технике наклепом).

Влияние поровых растворов и порового давления. Несмотря на уплотнение, цементацию и другие диагенетические явления в осадочных горных породах всегда сохраняется часть воды в порах в результате ее сорбции глиной и другими коллоидными частицами. В изверженных и метаморфических породах водные растворы занимают поровые пространства и образуют включения в минералах. При наличии преград (экранов) водные растворы не могут покинуть породу и при росте температуры создают высокие поровые давления, иногда приближающиеся к литостатическим. Эксперименты показали, что поровое давление уменьшает всестороннее и, таким образом, эффективное всестороннее давление.

В водонасыщенных песчаниках и пористых известняках с повышением порового давления прочность, пластичность и текучесть пород снижаются. Это так называемое размягчение деформацией достигается при напряжениях, равных пределу их текучести.

Когда же эффективное всестороннее давление ($R_{эф}$) приближается к нулю, порода теряет силы сцепления, и деформацию определяют только межзерновые движения, поскольку сопротивление трению сходит на нет. При низком эффективном давлении (0,025 ГПа и менее) из-за незначительного трения сколы в образце возникают без дробления зерен. Поскольку поровое давление в значительной мере амортизирует взаимодействие зерен в породе, движения в ней преимущественно интергранулярны.

При высоком эффективном всестороннем давлении (0,1—0,2 ГПа) происходит дробление зерен во всем объеме образца, а так как зерна плотно прилегают друг к другу, это приводит к полному растрескиванию зерен и резкому сокращению пор, заполняемых измельченным материалом. Наконец, происходит практически полная закупорка пор, что тормозит дальнейшее дробление и для продолжения деформации требуется значительное увеличение дифференциального напряжения.

Кроме того, водные растворы, участвуя в химических реакциях, способствуют фазовым переходам минералов и их перекристаллизации.

Указанные выше факторы снижают прочность пород. Так, например, при повышении температуры до 100 °С, прочность гипса падает до 0,1 той величины, которую он имел при низких температурах (20 °С). При этом гипс переходит в ангидрит, выделяя конституционную воду, которая повышает поровое давление и ослабляет сцепление между зернами. Аналогично ведет себя серпентин при температуре дегидратации (300—500 °С). В этих условиях существенно уменьшается и прочность

кварца. Подробнее об экспериментах по деформациям пород и минералов с участием водных растворов сказано нами в разделе «Микроструктурный анализ».

Растворы способствуют перекристаллизации в процессе деформации (синтектонической рекристаллизации), ведущей к упорядоченной ориентировке зерен, отличной от прежней, или более поздней перекристаллизации при отжиге, когда новообразующиеся кристаллы теряют приобретенную при деформации ориентировку оптических осей (т. е. дезориентируются).

В заключение следует отметить, что в процессе синтектонической рекристаллизации происходит растворение максимально нагруженных граней минералов и «дорастание» тех их частей, где напряжения минимальны (принцип Рикке).

4. Образование тектонических разрывов

Задачей большинства тектонических исследований является объяснение причин образования элементарных поверхностей механического разрушения пород: крупных разрывов, трещин и поверхностей, образующихся в результате дробления, брекчирования, катаклаза, милонитизации.

Любая деформация в условиях, когда величина приложенной силы достигла предела прочности данного тела, завершается разрушением. Это последняя фаза деформации — разрывная деформация. Проявления разрывных деформаций весьма различны, но они могут быть сведены к двум простейшим видам: 1) отрыву (разрыву) и 2) скальванию. Разрыв происходит под влиянием силы, приложенной перпендикулярно к поверхности отрыва. Скальвание — это разделение тела путем перемещения частей вдоль поверхности под влиянием силы, касательной к поверхности скальвания. Отрезки, бывшие до деформации взаимно перпендикулярными, при скальвании перемещаются, прямые углы между ними переходят в тупые и острые; это скашивание чаще всего измеряется тангенсом того угла φ , на который увеличился или уменьшился прямой угол.

Трещины отрыва — это поверхности раздела в породе, перпендикулярные к направлению растягивающего напряжения. Смещение вдоль поверхностей таких трещин отсутствует, края их неровные. Часто перед возникновением главной поверхности разрыва возникает ряд мелких кулисообразно расположенных трещин отрыва.

Трещины скальвания образуются в соответствии с положением плоскостей действия максимальных касательных напряжений, и угол между ними и осью сжатия никогда не превышает в момент их образования 45° . Реальные трещины образуют обычно меньший угол (от 20 до 40°). Это связано с трением, которое развивается вдоль трещины скальвания при ее образовании. Если угол между трещинами скальвания больший, то, по мнению М. В. Гзовского и В. В. Белоусова, это явилось результатом последующей пластической деформации, в процессе которой трещины «поворачивались точно так же, как поворачивались бы любые включения в деформируемом материале».

Экспериментальные и теоретические данные физических условий деформации разрушения горных пород и возникновения разрывов можно обобщить в виде следующих выводов.

1 В каждой породе возможно проявление двух типов разрушения — отрыва и скалывания и соответствующих им двух прочностей — прочности на отрыв Пр_σ и прочности на скалывание Пр_τ .

Сколы возникают в том случае, если на двух площадках, наклоненных под углом α к оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений σ_3 , действуют касательные напряжения τ_α . При этом τ_α должны быть равны Пр_τ .

Отрывы возникают в том случае, когда наибольшее растягивающее напряжение $+\sigma_1 = \text{Пр}_\sigma$.

Трещины отрыва связаны только с нормальными, а трещины скалывания — с касательными напряжениями определенной величины.

У горных пород прочность на отрыв (при растяжении породы) обычно в 5—8 раз (а иногда в 20 раз) меньше прочности на скалывание. Главными факторами деформации (ϵ) являются напряжения (σ), время (t) и вязкость пород (η).

Деформация прямо пропорциональна напряжению (скола и отрыва), времени его действия и обратно пропорциональна вязкости пород.

2. Величины нормальных и касательных напряжений, приводящих к разрушению пород, зависят от температуры, давления, циркулирующих и поровых растворов, состава паров и газов, длительности времени деформации, а также от размеров блоков пород, подвергающихся деформации.

С сокращением длительности действия разрушающих напряжений, с ростом всестороннего сжатия и понижением температуры прочность пород увеличивается. Следовательно, чем больше напряжение, тем меньше длительность его действия, необходимая для разрушения пород.

3. Прочность пород может меняться в широких пределах, в зависимости от их состава, структуры, текстуры, пористости, а также от особенностей геологической истории их формирования. Большую роль играют состав и соотношения зерен и скрепляющего их цемента. Так, например, Б. В. Залесский и Ю. А. Розанов установили, что у песчаников среднего карбона Донбасса, содержащих 1,5 % цемента, прочность на сжатие 200 ГПа, а у тех же пород с содержанием цемента до 15 % прочность 50 ГПа.

На прочность пород влияет также и их пористость. Если порода уплотняется, ее прочность возрастает.

4. Сложный процесс образования тектонических разрывов развивается во времени длительно и неравномерно, совместно с упругой и пластической деформациями и залечиванием ранее образованных трещин. Поверхность разрыва образуется не мгновенно, а длительное время развивается, объединяя многие более мелкие трещины и нарушения сплошности пород. Этот процесс можно разделить на три этапа.

Первый этап состоит в заложении многочисленных мелких разрывов, которые, разрастаясь, объединяются в тектонические зоны.

Во втором этапе начинается быстрое разрушение пород в промежутках между ранее образовавшимися мелкими разрывами. Этот

4672



процесс идет в короткое время, «лавинообразно», так как разрушение каждой «перемычки» между разрывами приводит к повышению напряжения в остальных неразрушенных его участках. В результате этого этапа формируется крупный, сложно построенный разрыв, пересекающий весь участок напряженного состояния пород. Если масштабы разрыва значительны, то разрядка напряженного состояния этого участка земной коры может выразиться в землетрясении.

В третьем этапе прерывистое разрастание крупного разрыва постепенно замедляется. Он распространяется в краевые части первоначально повышенно напряженного участка. С этим этапом сейсмологи связывают последующие сейсмические толчки (афтершоки). М. В. Гзовский считает, что крупные разрывы формируются не постепенно, а импульсами, дискретно.

5. На разных стадиях формирования крупных разрывов механизм разрушения горных пород может меняться. Вначале используются ослабленные поверхности, которые раньше существовали (сланцеватость, трещиноватость, слоистость пород). Позднее формируются более крупные разрывы сколового типа, объединяющие мелкие трещины скалывания того же простирания либо ориентированные кулисообразно к направлению основного разрыва.

Крупные разрывы могут формироваться и из мелких трещин отрыва, параллельных простиранию разрыва или расположенных кулисообразно к основному разрыву.

6. Первичное напряженное состояние пород изменяется с появлением тектонического разрыва. Также меняются при каждом новом импульсе роста разрыва соотношения между величинами главных нормальных напряжений и их ориентировка. Это изменение поля напряжений характерно для сложно напряженного состояния горных пород.

7. Первичные разрывные нарушения по механизму их образования можно подразделить на разрывы хрупкого и вязкого типов.

В хрупких породах при одноосном растяжении возникают трещины отрыва, так как хрупкие материалы (в том числе почти все массивные горные породы) отличаются низкой прочностью на растяжение, как правило, на порядок меньшей, чем прочность на сдвиг или сжатие (раздавливание) с образованием трещин отрыва.

В «податливых», пластичных материалах наблюдаются другие соотношения, и поверхности разрушения породы определяются плоскостями действия касательных напряжений. Они пересекают межзерновые границы, и разрушение здесь происходит после значительной пластической деформации.

Разрывы хрупкого типа образуются тогда, когда породы подвергаются интенсивному дроблению. При образовании разрывных нарушений хрупкого типа перемещение происходит, как правило, по одной поверхности. Это обусловлено большой скоростью разрушения хрупкого типа (по Гриффитсу, она близка к скорости звука, а по другим, составляет половину скорости света). Вдоль первых появившихся поверхностей разрыва происходит полная или частичная разрядка тангенциальных напряжений, а это затрудняет развитие сопряженных разрывных нару-

шений. Поэтому разрывы хрупкого типа часто расположены изолированно или удалены друг от друга.

Разрывные нарушения вязкого типа — это поверхности разрушения, образующиеся на отрезке кривой, характеризующей необратимую деформацию, когда она превысит вязкость материала в данных условиях. Это, как правило, трещины скалывания. Разрывы вязкого типа возникают постепенно, начиная с точки предельной прочности пород на графике зависимости σ/ε (см. рис. 5). Важную роль играет в их образовании текучесть материала. Существует общая закономерность, по которой разрывы хрупкого типа, завершающие пластическую деформацию, более закрыты.

5. Понятие об эллипсоиде деформации

В геологической литературе прошлых лет получила распространение гипотеза Г. Беккера, по которой трещины скалывания располагаются по круговым сечениям эллипсоида, построенного на величинах трех главных осей однородной деформации: главной оси A , совпадающей с направлением максимального растяжения, главной оси C , расположенной по направлению максимального сжатия, и оси B , занимающей промежуточное положение и лежащей в плоскости, перпендикулярной плоскости AC (рис. 8). В изотропных, совершенно однородных телах при невращательных усилиях главные оси напряжений совпадают с главными осями деформаций. Так, с осью A совпадает направление максимального растягивающего напряжения σ_3 , с осью C — направление максимального сжимающего напряжения σ_1 , а ось B совпадает с положением средней оси напряжения σ_2 . Однако еще Х. Ферберн доказал, что при трехосной деформации радиусы с первоначальной длиной образуют конические поверхности, которые не совпадают с круговыми сечениями эллипсоида.

Критика представлений об эллипсоиде деформации со стороны многих геологов и геофизиков привела к тому, что это понятие стало использоваться большинством исследователей только как удобная геометрическая интерпретация наблюдаемых фактов. М. В. Гзовский [14], рассмотрев вопрос о применении эллипсоида для характеристики однородной деформации, привел математическое доказательство того, что сфера, мысленно выделенная вокруг какой-либо точки, в ре-

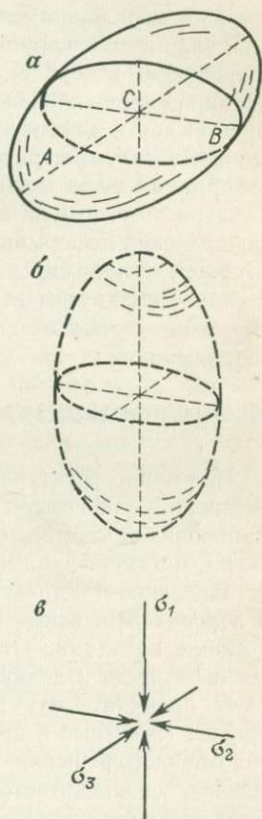


Рис. 8. Эллипсоид деформации, образованный в результате трехосного сжатия шара (а), соответствующий эллипсоид напряжений (б) и главные оси напряжений (в), по В. Ярошевскому [41]

зультате однородной деформации преобразуется в эллипсоид, который можно построить на величинах трех главных удлинений по осям, которые обозначаются $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$.

Однако, подчеркивает М. В. Гзовский, понятие «эллипсоид деформации», которое может применяться к малым, конечным, упругим и пластическим деформациям, описывает только конечный геометрический результат однородной деформации. По нему нельзя судить о том, как и под действием каких сил протекала деформация.

Известно, что каждая общая однородная деформация состоит из упругой и пластической составляющих, следовательно, и удлинение тоже представляет сумму упругого и пластического. Так как по тектоническим разрывным нарушениям в результате полевых наблюдений и изучения мелкой трещиноватости можно восстановить положение главных осей напряжений, то по ним можно выяснить и направление осей эллипсоида упругой части общей деформации. В этом эллипсоиде направление поверхностей действия максимальных касательных напряжений примерно совпадает с направлением круговых сечений эллипсоида упругой части деформации. Вытянутость эллипсоида упругой части невелика. Для геометрической характеристики однородной пластической деформации тоже можно использовать эллипсоид деформации, однако с учетом того, что на протяжении всего времени действия напряжений пластическая деформация непрерывно нарастает и направления ее осей в общем случае могут не совпадать с осями упругой деформации. В сильно вытянутом эллипсоиде пластической деформации направление его осей не совпадает с площадками действия максимальных касательных напряжений.

II. МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Под микроструктурным анализом понимается методика, позволяющая установить закономерности ориентировки минералов в горных породах, возникших вследствие осадконакопления, тектонических явлений, магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности. Естественно, что установление генетической природы ориентировок изучаемых минералов в породах немисливо без учета данных, полученных другими геологическими методами. Относительная трудоемкость, а главное тонкость, специфичность и деликатность микроструктурных исследований заставляют применять эту методику лишь в тех случаях, когда обычные широко известные и простые геологические исследования не могут дать однозначного решения структурно-геологических задач: генетическое толкование сланцеватости, складчатости и механизмы их образования, выявление унаследованности ориентировок, наличия разных скоростей волн, измеренных в различных направлениях в одних и тех же породах, различий в прочности пород от особенностей ориентировки минералов, установление многофазности (или многоэтапности) деформаций, определение линий перемещения тектонических блоков по разломам и т. д., а также многочисленные вопросы, связанные с расшифровкой структур рудных полей и месторождений, где особенно важно выявить многофазность деформаций, их последовательность и механизм. Этот послед-

ний раздел применения микроструктурного анализа имеет наибольшее значение и перспективы в получении новых сведений, поскольку такие работы обычно сопровождаются тщательными геологическими исследованиями и прежде всего геологическим картированием. Только детальная геологическая основа и ясная постановка вопроса, доступного решению этим методом, может обеспечить наибольшую эффективность его применения.

Методика этого анализа основана на выявлении статистической закономерности пространственного положения оптических осей одноосных минералов, двойникования, спайности или плоскости оптических осей и острых биссектрис двуосных минералов, характер ориентировки которых наиболее изучен и поддается интерпретации. К таким минералам прежде всего относятся кварц, слюды, кальцит, доломит, отчасти оливин, роговые обманки, полевые шпаты и др., обычно используемые значительно реже из-за сложности исследований. Поскольку эта методика статистическая, то частные (индивидуальные) или слабо выраженные максимумы ориентировки минералов на диаграммах обычно не могут быть интерпретированы. Не всегда даже ярко выраженные максимумы на этих диаграммах могут быть однозначно интерпретированы. Возможность и достоверность интерпретации прежде всего зависят от полноты геологических знаний о данном объекте.

В предлагаемом очерке микроструктурного анализа главной целью является изложение его основ, техники исследований и обработки материалов, что даст возможность сознательно применять его в своей работе, а также с полным пониманием и необходимой критичностью подходить к чтению литературы в этой области исследований и интерпретации фактических материалов, положенных в обоснование выводов.

Основы микроструктурного анализа были заложены Б. Зандером в период 1930—1948 гг. и в дальнейшем разрабатывались и излагались В. Шмидтом, Е. Нопф и другими, а среди отечественных исследователей А. В. Пэком [33], впервые систематизировавшим и дополнившим эти исследования в 1939 г. В 1949 г. появилась такая же работа Х. Ферберна. Позже появились наиболее подробные описания методики с обзором новых достижений в этой области, составленные Л. Лукиным, В. Чернышевым, И. Кушнаревым [21] и Ф. Турнером и Л. Вейсом.

За последний период (1965—1982 гг.) были опубликованы очень краткие очерки этого анализа и серия статей, где он применялся. В этих и других работах и в опубликованных статьях можно найти дополнительный материал по экспериментальному воспроизведению некоторых типов ориентировок и сопоставлению с данными обработки микроструктурных диаграмм, основанных на полевых исследованиях и их интерпретации.

1. Основные группы ориентированных структур

Ориентировка минералов в породах разного состава и генезиса является важным признаком условий их образования. Специфика каждой ориентировки одновременно характеризует и отличительные

особенности разных пород. Ее возникновение связано как с процессами осадконакопления, магматизма и тектоники, так и с дальнейшими преобразованиями пород во время проявления различных типов метаморфизма, гидротермальной деятельности и метасоматических их изменений. Объемную картину ориентировки многих породообразующих минералов большинства кристаллических пород может дать микроструктурный (или петроструктурный) анализ, являющийся самостоятельным методом или ветвью петрографо-тектонических исследований.

Среди ориентированных структур пород и минералов следует различать два ранга ориентировок: первый — связанный с процессами образования и дальнейшего преобразования пород, и второй — более низкий ранг, определяемый внешним и внутренним строением минералов и проявлением кристаллографических и физических их свойств при наличии отмеченных выше процессов. Иначе говоря, этот ранг характеризует разные способы или типы ориентировок самих минералов в породе, зависящие от свойств кристаллов и условий, при которых происходит эта ориентировка.

Среди первого ранга ориентированных структур нами выделяются три группы: 1) нетектонические, 2) тектонические и 3) псевдоморфные структуры. Последние сохраняют черты тектонических или нетектонических структур в процессе замещения пород, обладающих этими структурами, и возникновения по ним новых пород.

Разделение структур на три указанных группы имеет ведущее значение для выяснения генезиса, механизма, времени и последовательности образования структур пород, входящих в эти группы, и создания реальной истории развития изучаемого региона или небольшого конкретного объекта.

Ключом для выявления принадлежности ориентированных структур пород к трем группам являются знания типов ориентировок некоторых, к настоящему времени хорошо изученных минералов и данные тщательных геолого-структурных и петрографических исследований.

При полевых геологических работах довольно часто видны макропризнаки ориентированного расположения некоторых минералов в породах. Однако далеко не всегда по этим наблюдениям можно сделать правильный вывод о причинах этой ориентировки и времени ее возникновения в породе без тщательных петрографических и микроструктурных исследований. Более того, ряд минералов, обладая ориентировкой своих кристаллографических элементов, не могут быть замечены на глаз в поле, а также в прозрачных шлифах при петрографическом описании этих пород, и выявляются только при микроструктурных исследованиях; без них не может быть выявлен характер самой ориентировки.

Установлено, что ориентировка зерен минералов определяется их морфологией (т. е. по форме кристаллов) и внутренним строением (т. е. по строению) кристаллов, а также предпочтительным их ростом в определенных направлениях при различных условиях (в открытых полостях, метасоматическом замещении пород или неодинаковых давлениях и скоростях деформаций, испытываемых породой под ориентированным давлением при ее метаморфизме или замещении) и

приспособляемости минералов к структурным элементам горных пород в процессе роста кристаллов.

Ориентировка по форме зерен возникает в процессе их отложения в водной подвижной и неподвижной среде. При этом удлиненные и такие пластинчатые минералы, как слюды, таблитчатые кристаллы плагиоклаза и других минералов, будут ложиться своими плоскостями на дно бассейна, отражая его поверхность. В текучей воде удлиненные и игольчатые минералы из бессистемного их положения на дне стоячего бассейна приобретают ориентировку, отражающую направление течения, подобную той, которую мы видим при свободном, не связанном в пачки, сплаве леса по реке. То же самое имеет место при расположении кристаллов в изливающейся лаве и внедрении магмы в форме даек и различных массивов, отражая особенности этого течения.

Все это указывает, что ориентировки кристаллов по форме их зерен возникают синхронно образованию пород и характеризуют нетектонические структуры.

К этому же типу нетектонических ориентировок относится и рост кристаллов перпендикулярно или почти перпендикулярно плоскостям трещин, слоев или сложных плоскостей и даже на обломках пород в этих плоскостях, где шетки кристаллов создают крестификационные структуры — друзы, занорыши и т. д. В силу специфики ее именуют ориентировкой роста. В ней участвуют многочисленные минеральные типы и виды: кварц, горный хрусталь, слюды, берилл, барит, целестин, пластинчатый кальцит, арагонит и т. д. При этом рост кристаллов не обязательно направлен в сторону открытого пространства указанных полостей, но и от них в сторону породы, замещая ее метасоматически. Такая ориентировка не обусловлена тектоническими деформациями и никак не связана с ориентировкой минералов во вмещающих породах, т. е. они независимы.

Вместе с тем следует отметить, что ориентировка по форме зерен возможна и при динамометаморфизме, складчатости и других деформациях, вызывающих течение или сплющивание материала и приводящих к повороту таких зерен параллельно течению или реже в двух или одном направлении скальвания. Отличия таких пород заключаются в том, что признаки деформаций и закономерной ориентировки имеют и те минералы, которые не обладают пластинчатой или удлиненной формой и ориентируются по строению, чего не наблюдается в недеформированных осадочных породах, в которых аналогичные минералы дадут неустойчивую, беспорядочную ориентировку оптических осей.

Тектоническая ориентировка минералов в горных породах, сопровождающая пластическое течение материала, складчатость, перемещения по разломам, метаморфические преобразования пород, образует группу микроструктур, которые хорошо охарактеризованы в обширной печатной литературе. Они представляют собой остаточные тектонические деформации твердых кристаллических пород, связанных с пластическими деформациями, которые ведут к изменению формы тел без образования сколько-нибудь заметных трещин. Среди них выделяются два главных типа: — трансляционное скольжение и механическое образование двойников.

Трансляционное скольжение — перемещение слоя кристаллической решетки относительно другого слоя на расстояния кратные параметру кристаллической решетки (параметру Бюргерса). Такое перемещение нельзя определить, если нет линейной метки, которая была бы намечена и смещена при этом скольжении; сама структура кристалла после такого смещения остается неизменной. Скольжение обычно происходит по плоскостям, несколько отстоящим друг от друга, т. е. гетерогенно (рис. 9, а).

Ориентировка по строению. К ориентировке этого типа относятся механическое двойникование, изломы, скручивание и другие деформации кристаллической решетки минералов, характеризующиеся ниже.

Механическое образование двойников происходит в результате поворота (без скольжения) слоев кристаллической решетки, обеспечивающего возникновение в повернутой части зерна зеркального отражения первичного кристалла (рис. 9, б). Такой способ деформации относится к гомогенному потому, что любой слой в пределах каждого отдельно взятого двойника имеет одинаковый характер деформаций. Однако распределение двойниковых пластинок внутри зерна может быть очень неправильным. При двойниковании указанный поворот решетки может быть только в одном, строго фиксированном, направлении, в то время как при трансляционном скольжении — степеней свободы для скольжения значительно больше.

Производными этих двух способов пластической деформации являются: излом, кручение (винтовые дислокации), изгибы пластинок и другие. Пластический излом (рис. 9, в) возникает перпендикулярно скольжению с образованием несколько повернутых по излому полосок, которые уменьшают трение, облегчая перемещение части кристалла. Таким же путем возникают изгибы, также уменьшающие трение при проскальзывании, а также скручивание (винтовые дислокации), обеспечивающие приспособление зерна к его соседям в процессе деформации.

Если деформация не может осуществиться столь разнообразными способами, то в пределах зерна или нескольких зерен, которые мешают осуществиться пластической деформации, возникает катклиз, т. е. микротрещинки, которые развиваются локально и не распространяются настолько, чтобы образовать макроскопически видимую трещиноватость. Огрубленно такая деформация может считаться «пласти-

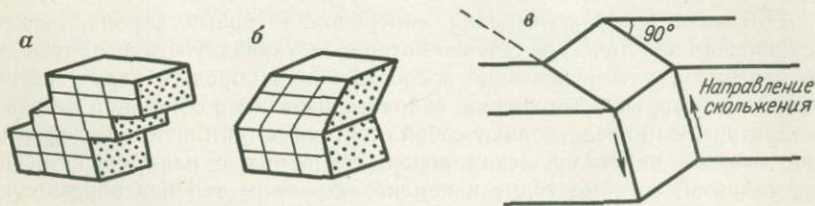


Рис. 9. Деформация кристаллов.

а, б, в — виды деформации

ческой». В световом микроскопе она выражается волнистым угасанием зерен.

При пониженных температурах и литостатическом давлении боковых пород хрупкая и пластическая деформации, видимо, чаще сопровождают друг друга. При достаточно высоких температурах более вероятен «диффузионный крип» (сгеер — ползучесть), обеспечивающий диффузию и малые скорости деформации, когда отсутствует достаточное количество систем скольжения и вещество вынуждено приспосабливаться к напряжениям путем переползания деформаций с одной плоскости на другую. При этом перемещаются и сами дислокации, а в породах происходит проскальзывание целых зерен на их границах. Дислокации резко уменьшают напряжения, необходимые для трансляционного скольжения. Они возникают в локальных участках высокого напряжения и будучи границей между смещаемой и стабильной частью зерна перемещаются сквозь кристалл в процессе трансляции. После перемещения дислокаций атомная структура восстанавливается, а форма зерен изменяется без разрушения кристаллической структуры.

В природных кристаллах всегда существуют те или иные дислокации или отклонения от идеального их строения, связанные с ошибками упаковки атомов, несовпадениями узлов решетки, наличием вакансий, различных примесей и включений, тонких трещинок и т. д. и т. п. Поэтому при деформациях поле напряжения в таких кристаллах оказывается неоднородным и наиболее высокие напряжения локализуются около этих дефектов, что и приводит к образованию неправильных (непредсказуемых и сложных по форме) дислокаций на основе существующих дефектов. Кроме указанных дефектов и неоднородностей минерального уровня (или ранга) широко распространены неоднородности породного уровня, обусловленные размерами зерен, их формой и извилистостью границ, а также связанные с ориентировкой решеток соседних зерен, наличием пор и наибольшей диффузии «флюидов» и т. д. Поскольку они являются барьерами для движения дислокаций, то здесь происходит концентрация напряжений и появляются новые пустоты и трещинки. Этому благоприятствуют относительно низкие температуры или быстрое нарастание перегрузок. При повышении температур и медленном росте нагрузок может проявиться проскальзывание вдоль границ зерен, что также ведет к образованию пустоток, их слиянию (т. е. росту пористости), возникновению межзерновых трещинок.

В результате высвобождения накопившейся энергии пластической деформации происходит зарождение центров роста новых кристаллов, т. е. перекристаллизация с изменением или без изменения химического состава пород, и идет разрастание зерен (с перемещением их границ за счет захвата других зерен или их уничтожения), которые, в конечном счете, образуют агрегаты новых зерен, сохранивших минимальную энергию бывшей деформации. При такой рекристаллизации идет предпочтительный рост зерен с меньшим запасом энергии деформации и уничтожаются зерна иных ориентировок, благоприятных для накопления энергии натяжения, а также могут возникнуть ориентированные центры кристаллизации, соответствующие существующему полю напряжений. Кроме того, возможен селективный рост тех зерен, ориентировка кото-

рых контролируется механизмом вращения пластинчатых и удлиненных осколков других минералов в текучей относительно гомогенной среде. Такое «механическое вращение», по мнению одних, сопровождается межзерновыми деформациями, а другие считают, что ее может и не быть. Эксперименты указывают, что вращение может проявиться при относительно высоком давлении порового флюида, а также при сравнительно низких температурах, когда возможно ощутимое повышение прочности материала (т. е. при «наклепе» — процессе, равносильном холодной обработке металлов давлением при прокатке), в частности в кристаллических сланцах, путем внутризернового скольжения, сопровождающегося вращением каждого зерна. Прямые доказательства такого вращения были установлены многими исследователями при наблюдении в световой микроскоп спиральных минеральных включений в гранате, росшем в процессе такого качения при деформации породы. Опыт показывает, что предпочтительные (преобладающие) ориентировки, возникшие в процессе деформации, имеют тенденцию сохраняться весьма продолжительное время. Все они обладают симметрией к элементам макроструктур (слоистости, сланцеватости, разломам, различным элементам складок и т. д.). Выявление характера такой взаимосвязи и является важной задачей микроструктурного анализа.

Псевдоморфная группа структур унаследует тектонические и нетектонические структуры и текстуры, сохранившиеся в процессе полной перекристаллизации, гранитизации или метасоматического замещения прежних (первичных) деформированных или недеформированных пород. Иначе говоря, здесь мы имеем дело с псевдоморфозами по полностью или частично сохранившимся структурам и текстурам теперь уже не существующих пород, состав которых не всегда может быть уверенно установлен либо не установлен совсем. Главная особенность этих новообразованных пород состоит в том, что слагающие их минералы лишены признаков тех прежних деформаций, которые запечатлены теперь в их структурном облике (в виде складок, разрывов, сланцеватости, будинажа, брекчий, борозд скольжения и т. д.). Таким образом, наблюдается противоречивая картина между макро- и микронаблюдениями (т. е. отображением этих деформаций в минералах пород в изучаемых прозрачных шлифах). Очевидно, это связано с тем, что при образовании таких пород с унаследованными структурами произошло полное высвобождение энергии пластических и хрупких деформаций. Это же касается и нетектонических структур, например недеформированных (лежащих горизонтально) осадочных обломочных пород, в которых можно встретить множество дробленых, катаклазированных минералов до их захоронения в этих осадках, не образующих устойчивой, закономерной ориентировки их оптических осей, связанной с осадконакоплением.

Есть основание полагать, что основной вклад в процесс образования пород псевдоморфной структурной группы внесла свободная химическая энергия полного преобразования (а не только перекристаллизация) прежних пород. Главными представителями этой группы являются расслоенные плутоны разного состава и возраста и некоторые гранитизированные породы и метасоматиты.

Поскольку генезис расслоенных плутонов вопрос резко дискуссионный, то эффективность проверки устойчивости взглядов перед тщательно собранными фактами будет наиболее действенна на массивах, не подвергшихся новейшим интенсивным деформациям (кроме обычной трещиноватости, которая этому не помеха), которые могут лишь усложнить решение спорных положений. Микроструктурный анализ позволит проверить все положения, которые характеризуют тектонические и нетектонические преобразования, и роль химического изменения прежних пород при возникновении псевдоморфоз по ранее созданным структурам.

2. Применяемые обозначения

Для сопоставления выявленных при микроструктурном анализе статистически значимых ориентировок минералов с элементами макроструктур — пространственным положением слоистости, разломов, осей или крыльев складок, видимой сланцеватости пород или выявленных в них систем трещин и т. д. принята прямоугольная система координат a, b, c , которая показана на примере складки (рис. 10). Ось a соответствует линии падения крыла складки (и слоистости) и отражает в микроструктурном анализе линию движения; плоскость ac — плоскость деформации, ось b — перпендикулярна ac и соответствует линии простираия крыла складки и слоистости. Она нередко является осью вращения B при ориентировке минералов. Ось c — перпендикулярна слоистости.

Для плоскостей, занимающих секущее положение относительно осей координат a, b, c , пользуются кристаллографическими индексами h, k, l и изображают эти плоскости так, как показано на рис. 11, где центр оси координат обозначен буквой O .

Для обозначения плоскостей, отражающих слоистость, структуры течения, разные типы сланцеватости или плоскости скальвания (сколь-

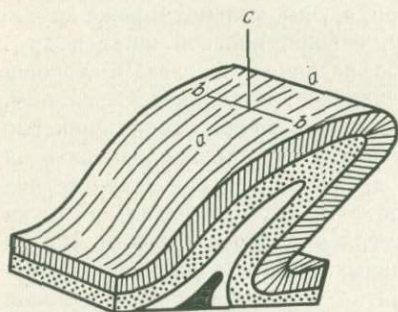


Рис. 10. Положение осей координат в складке

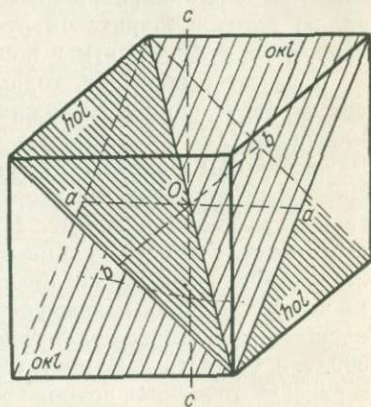


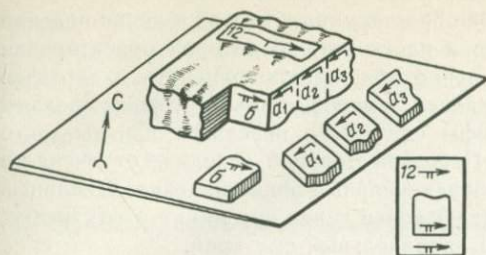
Рис. 11. Положение осей a, b, c в секущихся плоскостях

жения), применяется термин «плоскость S ». Если таких плоскостей несколько, их разделяют на S_1, S_2, S_3 и т. д. Плоскости S , параллельные оси b , отмечают индексом hOl , а параллельные оси a — Okl .

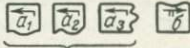
3. Отбор ориентированных образцов и изготовление ориентированных шлифов

Для выявления пространственной ориентировки минералов в породах обязательна строгая фиксация образца в пространстве еще в монолите породы, прежде чем он будет из него выколот, т. е. необходимо точное изображение на нем линии простираения и падения той плоскости, которую можно измерить. За такие плоскости в первую очередь следует принимать слоистость, сланцеватость, параллельную слоистости, гнейсированность или рассланцованность породы, плоскость скольжения, если изучается разрывное нарушение, а в массивных породах расслоенность и флюидалность, если они есть и легко измеримы, или, в крайнем случае, наиболее выдержанная, четко проявленная трещиноватость. На выбранной плоскости карандашом (химическим, цветным или обычным) рисуются или чем-то процарапываются линия ее простираения и линия падения, точно измеряются эти элементы и записываются в полевом дневнике, где описано само обнажение — ориентированный образец, его номер с адресом взятия, названием породы, с указанием что взято за плоскость его ориентировки и, наконец, записываются элементы залегания образца. Например: на обложке формуляра (рис. 12) записываем образец № 12, простираение 303° , падение на ЮЗ $\angle 42^\circ$, стрелка на ЮВ, штрих по падению, нормаль вверх (или нормаль вниз, если образец брался под нависающим карнизом этой плоскости, где изображалась ее ориентировка). Там же дается зарисовка пластинок шлифов и пишется, как они срезаны. Эта запись совершенно обязательна, как и тщательная подготовка площадки, по которой ориентируется образец. Затем, чтобы не стерлись элементы залегания, параллельно им наклеивается полоска лейкопластыря, на которой шариковой ручкой или химическим карандашом изображаются эти элементы и пишется номер образца (рис. 12).

В качестве образцов, годных для микроструктурных исследований, обычно берут породы, содержащие кварц, слюды, кальцит и реже другие минералы (доломит, роговую обманку, оливин, полевой шпат и др.). Важно, чтобы размеры их кристаллов различались глазом. Хороши средние и грубозернистые кварциты, песчаники, кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и другие, а джаспероиды, порфиры, тонкозернистые известняки, глинистые сланцы и пр. непригодны, так как измерять на столике Федорова оси, спайность и т. д. приходится при сравнительно малых увеличениях длиннофокусного объектива. Желательно, чтобы на площади ориентированного шлифа измеряемых зерен было от 100 до 300, т. е. статистически достаточных данных. Если порода очень крупнозернистая, то имеется возможность сделать 2—3 шлифа из одной длинной пластинки или параллельных пластинок породы, отстоящих на расстоянии, превышающие размер измеряемых кристаллов, но для этого необходимо предусмотреть достаточно точную ориентировку каждой из пластинок, а результаты этих замеров нанести на одну диаграмму. Имеет



Ориентир. обр. 12
 Название породы
 Адрес
 Ориентировка по
 плоскости
 Аз. простирания 303
 падения ЮЗ & 42
 Стрелка ЮВ, нормаль
 вверх



Срезы по паде-
 нию и \perp плос-
 кости

Срез \parallel
 простиранию
 и \perp плос-
 кости

Рис. 12. Ориентировка образца и шлифов из него и заглавный лист формуляра для записей замеров оптических и кристаллографических элементов

смысл на выбранном участке брать несколько ориентированных образцов, чтобы выбрать лучший для шлифов в указанных выше отношениях.

Выбор пород и место взятия образцов должен быть продуман, исходя из поставленных перед собой задач. Если изучается разрывное нарушение, образцы берутся из его плоскости или ей параллельной плоскости (хорошо с наличием борозд скольжения или зеркал), а если целью изучения является установление характера ориентировки, связанной с гнейсированностью толщ, выявление типов сланцеватости или определение ориентировки осей деформаций пород, то образец следует брать на возможно большем удалении от разломов, сильно влияющих на породу. Спешка и неаккуратность в этом деле недопустимы, как и выбор, по каким элементам ориентировать образцы или шлифы из них, для того, чтобы при решении поставленного вопроса иметь одинаково ориентированные и легко сопоставимые диаграммы, полученные для образцов, взятых из разных мест

Обычно внутренняя структура породы закономерно связана с макроскопическими наблюдаемыми ее элементами — сланцеватостью, слоистостью, плоскостями скольжения и т. д. Если, например, мы имеем кристаллический сланец и в нем будет определяться ориентировка кварца и слюды, достаточно выпилить пластинку для шлифа из левого или правого бока образца, которая должна быть перпендикулярна линии простирания ориентированного образца и плоскости, по которой он ориентирован. При этом необходимо записать, с какой стороны образца сделан шлиф. Принцип, по которому определяются правая и левая стороны образца, тот же, по которому определяется правый и левый берег реки или право- и левосторонние сдвиговые смещения по разлому, т. е. соответственно глядя в сторону течения реки или в направлении падения разлома, а для нашего случая — слонности или сланцеватости пород, принятых за плоскость ориентировки.

В том случае, если взята карбонатная порода, в которой намерены измерять положение плоскостей двойникования или спайности минералов,

а не только их оптических осей, надо с образца делать два перпендикулярных среза — один к линии простирания и второй к линии падения и одновременно того и другого к плоскости, по которой ориентирован сам образец. При этом совершенно обязательно отмечать в карточке (формуляре), заведенной для записи замеров, с какой стороны сделаны срезы для шлифов. Если шлифы сделаны с переднего или тыльного торца, это также записывается. Передней стороной, исходя из отмеченного выше принципа, будет срез перпендикулярный линии падения, сделанный с того края образца, куда направлен конец линии падения, т. е. ее стрелка, а тыльной — противоположный параллельный ему край.

Все эти данные нам понадобятся при сопоставлении или сложении диаграмм ориентировки.

Выпиленные пластинки пород зарисовывают. Для этого пластинки кладут на бумагу той стороной, которой они прилегали к образцу, и обводят карандашом. Эти же стороны пластинок заштриховывают цветным карандашом и подготавливают (шлифуют) для наклейки на предметные стекла. На тех же пластинках (на противоположной их стороне) рисуется их ориентировка; то же делается и на формуляре (см. рис. 12). Если шлиф делается по линии падения, то направление линии падения указывается стрелкой со штришком в ее начале, а сам штришок направлен вниз от плоскости, по которой ориентирован образец (см. рис. 12, шлифы a_1 , a_2 , a_3). Если шлиф срезан параллельно простиранию, то в середине стрелки рисуют два штришка, ориентированные так же, как и в первом случае (см. рис. 12, шлиф b). Это делается для того, чтобы не перепутать шлифы взаимно перпендикулярных срезов. Самому исследователю необходимо присутствовать и контролировать правильность наклейки пластинок к предметным стеклам и записей на них. Пластинки наклеивают таким образом, чтобы указанные на них стрелки были параллельны длинным краям предметных стекол, а сами стрелки со штришками были бы зафиксированы (процарапаны) на них в том же положении. Это делается для того, чтобы все шлифы, изготавливаемые из разных образцов, были бы ориентированы одинаково. При правильной наклейке шлифа и его установке на федоровском столике длинная стрелка, указывающая ориентировку шлифа, должна быть перпендикулярна оси J столика Федорова и будет совпадать с меридиональной осью сетки Вульфа (или Шмидта); на верхней границе которой на 0° стоит штрих начала отсчетов (как и на восковке, лежащей сверху сетки, на которой наносят результаты замеров). На это мы обращаем внимание именно здесь, чтобы все шлифы, а с ними и диаграммы имели однотипную ориентировку и не вызывали бы путаницы и недоразумений при сопоставлении или сложении диаграмм и их интерпретации. Предметное стекло должно быть строго прямоугольной формы. Наклейка шлифа производится на твердом бальзаме, чтобы при шлифовании пластинки до необходимой толщины (0,3 мм) она не развернулась и не потеряла бы приданной ориентировки, а также для того, чтобы шлиф не распался на фрагменты при его изготовлении. Покровным стеклом шлиф не накрывается. Если имеется специальный столик Федорова, где размер предметных стекол строго ограничен, то они заранее изготавливаются. Если же изучение ведется при наличии обычного Г-образного угольника, дви-

жущегося в направляющем пазе обоймы верхней полусферы Федоровского столика, то предметные стекла берутся обычные. На нем стрелки, указывающие ориентировку, изображаются на верхней (где шлиф) стороне тушью и нижней, где ориентировка его в зеркальном изображении процарапывается специальным армированным карандашом и пишется номер шлифа.

4. Ориентировка некоторых минералов в горных породах

Из сказанного выше видно, что ориентировки бывают трех групп, из которых только одна из них является собственно тектонической, другая нетектонической, а третья часто одновременно отражает оба типа, являясь реликтом — псевдоморфозой структур, созданных до образования данной породы. Об этом мы напоминаем для того, чтобы подчеркнуть условность терминологии, принятой в микроструктурном анализе (не всегда отмечаемой в руководствах), когда все ориентировки в породах именуют тектонитами, т. е. тектоническими, что, очевидно, не всегда правильно, ибо это решается только совокупностью полевых и камеральных исследований.

Во всех руководствах по характеру диаграмм ориентировки разделяются на *S*-тектониты и *B*-тектониты. Исходя из сказанного выше, зная, что генезис структур может быть разный (не обязательно тектонический), мы рекомендуем называть их нейтральными терминами — *S*- и *B*-структурами.

В *S*-структурах оптические оси, а также полюса спайности и двойникования образуют один или небольшое число обособленных максимумов на полусфере, т. е. на стереографической (проекции) диаграмме, построенной на базе сетки Вульфа или Шмидта.

В *B*-структурах отмеченные элементы кристаллов состоят из серии максимумов, располагающихся в виде пояса. В тех случаях, когда пояс образует замкнутое кольцо с относительно равномерным расположением оптических осей или других элементов, то их следует называть *R*-структурами. Он напоминает собой расположение спиц в велосипедном колесе, в котором ось *B* этой структуры представляет собой ось вращения плоскостей двойникования, спайности кристаллов и их осей, занявших это положение в процессе ее образования, когда возникали попеременно меняющиеся ориентировки в плоскости *ab*. В этом отношении *S*-структуры представляют собой более упорядоченные образования.

Слюды и другие слоистые силикаты. Из пластинчатых минералов группы слоистых силикатов наиболее изучена ориентировка мусковита, биотита, гидрофлогопита, талька, брусита и хлоритов. Стиль работы со всеми этими минералами одинаков и поэтому мы не станем приводить их оптических характеристик и остановим внимание только на слюдах. Совершенная спайность слюд располагается по базопинаконду (001), оптические оси у большинства слюд лежат в этой же плоскости, а у биотита и мусковита перпендикулярно ей. Плоскость (001) практически всегда совпадает с плоскостями скольжения *S* в тектонитах или плоскостями *S*, отражающими положение различных типов слоистости

и сланцеватости пород. В процессе тектонических деформаций слюды по этим плоскостям легко происходят проскальзывания и поворот их в положение, совпадающее или почти совпадающее с плоскостями такого скольжения в самой породе. Они образуют и *B*-тектониты в сложно дислоцированных толщах.

Прямые наблюдения и опыты по деформации монокристаллов биотита показали, что в базальной его плоскости (001) осуществляется скольжение в направлениях [100], [110] и $[1\bar{1}0]$. Однако следует заметить, что эксперименты свидетельствуют о равных возможностях скольжения в плоскости (001) в шести направлениях (т. е. с двумя знаками в каждом кристаллографическом направлении, соответствующем трем осям симметрии, лежащим в этой плоскости). Деформация биотита и мусковита гетерогенная и сопровождается возникновением полосок излома различной формы и размеров. При экспериментальной деформации в условиях низких температур (300—500 °С) образуются узкие многочисленные полоски, ориентированные под большими углами к направлению укорочения, а при 600—700 °С полоски шире, но встречаются реже, образуя более острые углы с направлением укорочения. Во многих случаях границы полосок излома (особенно высокоугловых) могут представлять собой трещины. Поэтому предпочтительная ориентировка биотита должна быть обусловлена иными механизмами, например ростом, перекристаллизацией или вращением исходно неравносторонних зерен.

В экспериментах при разных температурах в агрегатах гидрофлогопита, талька, брусита, мусковита и биотита при всестороннем сжатии не было предпочтительной ориентировки. Она возникала лишь при наличии дифференциального — осевого давления, возрастая с его увеличением. При этом чешуйки минералов ориентировались преимущественно перпендикулярно оси укорочения (λ_3) или σ_1 , при наличии условий для вращательной деформации. В условиях чистого растяжения (гидростатическая деформация) зерна имеют случайную ориентировку.

При перекристаллизации изначально деформированного слюдистого агрегата при высоких температурах (более 1000 °С) может возникать «крестообразная структура», в которой кое-где видны бывшие полоски излома, но могут возникать и зерна, не считающиеся с прежней ориентировкой, т. е. располагающиеся хаотически. Причины этого недостаточно ясны, но среди них механическое вращение зерен (т. е. ориентировка по форме) представляется главной. Некоторый вклад в ориентировку при росте и приспособлении зерен к испытываемой деформации могли вносить: спекание обломков, перекристаллизация (в связи с запасенной энергией натяжения деформированных зерен более способных к растворению и предпочтительному росту из флюидной фазы в направлениях, перпендикулярных к σ_1), а также механические ограничения (ориентировкой других кристаллов) и комбинации этих факторов.

В жильных образованиях иногда наблюдается ориентировка слюд, почти перпендикулярная к стенкам жил, т. е. ориентировка роста, которая может быть обусловлена градиентом температур и преобладающей ориентировкой зародышей этих кристаллов. Априорно можно утверждать, что энергия натяжения, связанная с деформацией, недостаточна (хотя

и вносит свой вклад) для перекристаллизации и не всегда, видимо, сопровождается изменением состава (например, для кварца).

Предпочтительные ориентировки различных кристаллов возникают преимущественно в результате внутризернового скопления (особенно, при пониженных температурах и быстром росте нагрузок) или вследствие перекристаллизации, особенно при повышенных температурах и замедленной деформации или при комбинации обоих процессов. Важную роль играет механическое вращение удлиненных или пластинчатых кристаллов, проскальзывание по границам зерен (особенно в слоистых силикатах), а также принудительный рост (унаследованность ориентировки, ограничения другими зернами и др.).

Следует заметить, что слюды, ориентированные под влиянием деформаций, характеризуются волнистым угасанием, изогнутостью пластинок и их изломами со смещениями слюд и соседних зерен, т. е. несут следы этих деформаций, что не характерно для двух других групп ориентированных структур (нетектонической и особенно псевдоморфной).

Кварц — наиболее изученный и широко распространенный минерал и поэтому он часто привлекается для выявления его оптических осей в породах, что делается достаточно легко и быстро.

Обычно при кристаллизации кварца из приповерхностных вод и подземных гидротермальных растворов его призматические зерна растут перпендикулярно к стенкам полостей и трещин и соответственно также ориентируются их оптические оси, создавая ориентированные, нетектонические S-структуры.

Изучая ориентировку песчинок кварца в недеформированных осадочных породах Е. Ингерсон и И. Ремиш, а позже Б. Зандер установили, что на дне водных потоков с быстрым течением кварцевые зерна располагаются длинными осями параллельно течению, а в слабом — перпендикулярно к нему. Это же было проверено позже опытным путем И. Ромингером, Р. Ровландом, В. Шварцем, Б. Зандером, Г. Грязновой, В. Головенко и др. [21].

На основе своих опытов Г. Грязнова и В. Головенко выяснили, что вдоль удлиненных зерен песчинок располагаются и оптические оси кварца, что и приводит к ориентировке осей параллельно слоистости породы. Однако впоследствии оказалось, что это не является общим правилом и часто оптические оси располагаются в таких зернах (и соответственно к слоистости) под средними углами $40-55^\circ$. Из сказанного следует, что песчинки кварца имеют удлинение не только параллельно оси, но и некоторым другим, наклонным к ней поверхностям. Эти направления были экспериментально установлены еще в 1938 г. Д. Григгсом и И. Беллом, а позже Е. Ингерсоном и Н. Ремишем, которые показали, что наиболее благоприятно образование трещин в кварце параллельно плоскости ромбоэдра r (1011) (рис. 13). Реже они возникают по граням ромбоэдра s (1121) и призмы m (1010) и еще реже по пинакоиду c (0001). Соответственно сказанному, оптические оси относительно длинных осей этих осколков, образованных трещинами параллельными граням призмы, будут располагаться под углом 0° , а ромбоэдров 40 и 55° . Принимая во внимание несовершенство форм обломков кварца и разнообразное расположение в них оптических осей, нельзя ожидать, что

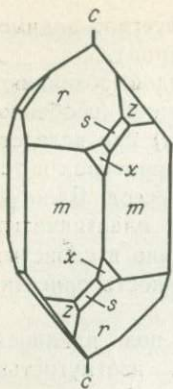


Рис. 13. Кристалл кварца. *c-c* — оптическая ось кристалла

последние дадут сколько-нибудь закономерную, устойчивую ориентировку при осаждении таких обломков на дно водоема со стоячей водой. Эта установленная объективная оценка возможностей ориентировки зерен кварца в таком бассейне позволяет различать нетектонические и тектонические ориентированные структуры. Только при отложении зерен кварца в проточной воде возникает возможность появления группы сближенных максимумов на диаграмме (в виде пояса, сходного с *B*-структурами), находящихся в плоскости, расположенной вдоль потока вод области осадконакопления.

Наблюдения показывают, что кварц в природных условиях легко реагирует на тектонические воздействия и приобретает закономерную ориентировку. Представления о механизме ее возникновения пока не выходят за рамки предположений и относительно удовлетворительно объясняются те или иные ее стороны гипотезами дробления Б. Зандера, Д. Григгса и др. и пластического скольжения или трансляции В. Шмидта и др. Обе они, как нам представляется, дополняют

друг друга, а не являются антагонистическими, взаимно-исключающими, поскольку, видимо, в разных условиях проявляется тот или другой механизм.

По первой гипотезе предполагается, что при дроблении кварца образуются преимущественно иглоподобные осколки, которые в процессе деформации располагаются параллельно плоскости скольжения своей длинной осью (вдоль оси *a* структурных координат). При перекристаллизации эта форма обломков стирается и в новом зерне, образованном на такой «затравке» роста, сохраняется лишь прежняя ориентировка его оптической оси. Поскольку иглоподобные осколки образуются преимущественно параллельно граням призмы и ромбоэдров и очень редко пинакоида *c* (0001), то этот способ ориентировки объясняет лишь образование *S*-тектонитов и не способен объяснить структуры *B*-тектонитов, параллельных плоскости *ac*.

По трансляционной гипотезе в зернах деформированного, но не перекристаллизованного кварца наблюдаются пластинки деформации, отличающиеся ориентировкой оптической оси от ее ориентировки в основном зерне. Эти пластинки деформации возникают на гранях ромбоэдра и плоскости базопинакоида и по статистическим расчетам образуют с оптическими осями зерен углы 67 и 90°. Они тесно связаны с зонами волнистого угасания, а последние, как правило, располагаются параллельно оптическим осям зерен кварца. В соответствии с этой гипотезой пластическое скольжение происходит одновременно или последовательно по плоскостям ромбоэдра и базопинакоида и плоскостям близкой к ним ориентировки, а по предположению В. Шмидта, и призмы. При этом ориентировка линий скольжения неизвестна и трактуется разными исследователями по-своему. В процессе возрастающей деформации породы происходит поворот плоскостей скольжения, стремящихся занять конечное положение, параллельное плоскости осей *ab* структурных координат.

нат. Следы этого поворота и фиксируются наличием разноориентированных оптических осей кварца в плоскости ac , образующих B -тектонит. Вместе с тем эта гипотеза не может объяснить не раз наблюдавшихся, четко выраженных S -тектонитов на плоскостях зеркал скольжения с отчетливыми бороздами, в которых оптические оси образуют один максимум, указывающий на совпадение оптических осей с направлением борозд скольжения. Для такого случая приходится привлекать и гипотезу дробления, считая, что с усилением деформации скольжения по плоскостям ромбоэдра и базопинакоида сменяется дроблением зерен на обломки параллельно оптической оси кристалла, с последующим их поворотом в положение, совпадающее с линией скольжения изучаемого разлома и соответственно параллельно оси a структуры.

Изложенные и другие гипотезы впоследствии были проверены экспериментальным путем и точными исследованиями с помощью светового и электронного микроскопов. В обзоре экспериментальных работ Р. Вернон [5] отмечает, что все прежние эксперименты (проведенные примерно до 1963 г.) выполнялись в безводных, сухих условиях, при которых кварц обладает наибольшей крепостью и хрупкостью. Новые опыты с присутствием воды даже в небольших количествах (100 частей на 1 млн.), входящей в виде ОН в структуру кварца, показали резкое падение его прочности (из-за гидролиза связей $O - SiO$) и проявление вязкой деформации (без разрыва атомных связей) с большей скоростью при меньшей температуре. При этом новообразованные зерна оказывались крупнее первичных.

В природном и экспериментально деформированном кварце установлены следующие признаки гетерогенной деформации: 1) волнистое угасание, обычно субпараллельное оси $[0001]$ в результате гетерогенного (с изгибом решетки) скольжения по плоскости (0001) ; 2) полосы излома (kink bands), близкие к первым и переходящие друг в друга; их ориентировка изменчива, но в большинстве осуществляется по (0001) со скольжением, параллельным оси $[0001]$; 3) пластинки деформации — узкие субпараллельные или линзовидные образования с различной ориентировкой, но чаще поперечные к волнистому угасанию. Природа ориентировки разная и зависит от температуры, величины всестороннего давления и скорости деформаций. Главными системами этих пластинок являются: базальная — с углом $0-5^\circ$ между пластинчатостью и осью $[0001]$; суббазальная II ($6-15^\circ$), суббазальная I ($16-30^\circ$) и призматическая ($81-90^\circ$). В природных условиях чаще проявляется суббазальная I, возникающая при малых скоростях деформаций порядка 10^{-14} м·с $^{-1}$ (близких к естественным).

Следует лишь упомянуть (для полноты картины) незначимые для микроструктурного анализа бразильские и дофинейские двойники, указывающие соответственно на высоко- и низкотемпературные условия образования кварца. Бразильские двойники — сростки по (0001) левого и правого кварца — заметны только в толстых пластинках и не видны в нормальных шлифах (0,03 мм). Они могут возникать как в процессе естественного роста, так и при пластической деформации при $500^\circ C$ и всестороннем давлении 1,5–2,0 ГПа и не уничтожаются при нагревании выше точки инверсии $\alpha \rightleftharpoons \beta$ кварца ($573^\circ C$). Дофинейские

двойники являются кристаллами низкотемпературного кварца, повернутыми вокруг оси [0001] на 180°C . Они возникают как в процессе естественного роста, так и действия очень малой упругой деформации порядка 2 МПа при 400°C , но исчезают при нагревании выше точки инверсии $\alpha \rightleftharpoons \beta$ кварца. По наличию этих типов двойников еще нельзя судить, являются ли они результатом деформаций или возникли без нее в процессе свободного роста.

Как указывает Р. Вернон [5], опыты по деформации грубозернистого кварца, проведенные в 1971, 1973 гг. И. Туллисом, И. Кристи и Д. Григгсом, показали следующие результаты.

1. При деформации с большой скоростью (v) и низких температурах вначале в кварце неравномерно проявляются узкие резкие изогнутые полосы излома и базальная пластичность при скольжении по (0001). При усилении деформаций плоскости излома становятся шире, разветвляются и теряют четкость, захватывая несколько зерен, и кроме базальной появляются иные плоскости скольжения. Кварц при этом деформируется настолько гетерогенно, что границы первичных зерен различаются с трудом. При еще большей деформации возникает листоватость, перпендикулярная к σ_1 и связанная с ней, параллельная удлинению ориентировка оптических осей кварца, а возможно, и обломков, что не противоречит одному из главных положений гипотезы дробления о преобладающих направлениях расколов зерен вдоль их оптических осей. Кроме того, появляется разноориентированная пластинчатость даже в разных частях одного и того же зерна.

2. При замедленной ($v=10^{-7} \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) деформации и умеренных температурах (до 700°C) начинает появляться динамическая регенерация зерен и синтетоническая рекристаллизация, в связи с чем прочность наклепа кварцевого агрегата падает и появляется возможность значительной деформации при умеренных дифференциальных напряжениях. Здесь тоже проявляется преимущественно базальная пластинчатость, свидетельствующая о внутризерновых скольжениях. Рекристаллизованные зерна небольших размеров размещаются по периферии первичных зерен. В первичных зернах видно плавное волнистое погасание и нерезкая полосчатость; с ростом нагрузки эти зерна уплощаются и удлиняются.

3. При замедленной ($v=10^{-7} \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) деформации, но при высоких температурах (800°C и выше) кварцит практически полностью перекристаллизовывается и в нем редко видна преобладающая базальная или призматическая пластинчатость. При сильных деформациях в породе кое-где сохраняются глазки исходных зерен, но в основном она превращена в агрегат мелких рекристаллизованных зерен и субзерен, а остаточные явления столь невелики, что для достижения пластической деформации достаточны относительно небольшие дифференциальные напряжения порядка 0,1 ГПа.

Из всех этих опытов видно, что при различных P - T условиях и скоростях деформаций в кварце проявляется базальная пластинчатость, которую считают присущей только ударному метаморфизму и приводят ее в качестве доказательства последнего, что неправомерно.

При перекристаллизации образование новых зерен происходит вначале по окраинам первичных кристаллов, а затем внутри них в местах наибольших дислокаций (излома, изогнутых границ и т. д.). При этом новообразованные зерна в процессе роста меняют форму от полигональной до неправильной, обусловленной полем напряжений при деформации породы, но сами лишены натяжений. Если деформация продолжается в процессе роста зерен, т. е. рекристаллизация является синтетектонической, то в них возникают видимые в световой микроскоп признаки деформаций. Так, например, с осевым сжатием более 50 % возникают структуры, сходные с природными милонитами, т. е. возникают ленты тонко рекристаллизованного кварца, окружающего линзовидные глазки остаточного первичного. Эта деформация могла идти двумя путями — без образования трещин и обломков зерен или спеканием и рекристаллизацией обломков после катаклаза (т. е. как вязкий катаклаз). При относительно низкой температуре и больших скоростях деформации новообразованные зерна удлиняются перпендикулярно к экспериментально заданному осевому давлению σ_1 . При более высоких температурах и небольшой скорости деформации новообразованные зерна имеют полигональную форму и обнаруживают меньше признаков межзерновой деформации. Отжиг напряженного состояния (релаксация) экспериментально деформированных образцов в статических условиях при температуре ниже 573 °С (в поле устойчивости низкотемпературного кварца) ведет к росту зерен без возникновения новых центров кристаллизации, т. е. идет регенерация с образованием более равномерного агрегата, зерна которого утрачивают признаки деформированности. Иначе говоря, унаследуются синтетектоническая оптическая ориентировка кварца, но теряется натяжение в кристаллах, связанное с прежней деформацией, а зерна приобретают полигональные очертания. Близкие результаты получены и для высокотемпературного отжига, в котором зерна приобрели квадратные формы.

Экспериментально установлено, что внутризерновая рекристаллизация деформированного монокристалла кварца при температуре 300—400 °С и всестороннем давлении 1,0—1,5 ГПа не происходит, если отсутствуют хотя бы ничтожное количество структурно связанной воды (ОН) и молекулы свободной воды. При наличии воды центры кристаллизации новообразующихся зерен возникают на границах изогнутых полосок, а сами зерна растут не перпендикулярно, а параллельно им, приобретая удлиненную форму. Отжиг при высоких температурах и таком же всестороннем давлении ведет к образованию полигональных зерен. Отжиг при температуре 400—900 °С ведет к релаксации — уменьшению дифференциальных напряжений (если отжиг сопровождается сжатием кварца). Величина этой релаксации растет с ростом температуры, а с ней растет и число центров кристаллизации зерен, имеющих разную ориентировку, т. е., в конечном счете, первичная закономерная ориентировка утрачивается и новообразованные зерна, судя по наблюдениям в электронном микроскопе, сохраняют лишь редкие единичные природные преобладающие ориентировки кварца.

Предпочтительная ориентировка в естественно и искусственно деформированном кварце. В экспериментально деформированном грубо-

зернистом кварците при высоких температурах и большой скорости деформаций оптические оси (c) первичных (не перекристаллизованных) зерен стремились расположиться параллельно σ_1 . В других случаях при высокой температуре и невысоких скоростях деформаций оптические оси образуют вокруг σ_1 круговые пояса с телесным углом от 15 до 45°; последний возрастает с повышением температуры и уменьшением скорости деформаций. Некоторые закономерности ориентировки, сходные с экспериментальными, находят подтверждение. Так, в реликтовых глазках сильно деформированного «кварцевого милонита» района Брокен-Хилл (Австралия) оптические оси имеют сильную тенденцию располагаться параллельно σ_1 . Та же тенденция установлена и в кварцевых песчаниках Центральной Австралии, деформированных в различной степени. Там, где породы слабо деформированы или не деформированы, нет и признаков закономерной ориентировки кварца, а где эти деформации приводят к укорочению породы в пределах от 20—30 до 65 %, оптические оси кварца располагаются в направлении этого укорочения, т. е. их ориентировка приближается к S -тектониту.

Другая ориентировка, типа B -тектонита, возникла при интенсивной милонитизации лейкократовых гнейсов Брокен-Хилла, где имело место вращение зерен кварца с образованием пояса оптических осей, перпендикулярного к линейности милонита. В пределах этого пояса выделяются два более выраженных симметричных максимума, расположенных под углом 40° к плоскости милонита. По мере усиления деформаций гнейсов проявляется тенденция к образованию одного максимума, близкого к плоскости листоватости милонита. Интересно, что во вновь возникших зернах оптические оси не дают той же ориентировки.

Некоторые исследователи отмечают, что оптические оси в новообразованных зернах, возникших в процессе рекристаллизации, располагаются под углами 20—40° к осям соседних первичных зерен, причем ориентировка новообразованных зерен не зависит от осей региональных напряжений, предполагаемых на основании расположения сколовых зон, в которых были деформированы породы. Точные причины такой ориентировки не ясны, а предположительно она трактуется как результат вращения зерен, образующих большеугольные границы с осью вращения, что также мало обосновано.

Иногда при низких температурах и повышенных скоростях деформаций оптические оси низкотемпературного кварца (c) создают слабую концентрацию оптических осей, параллельную σ_1 , тогда как при повышенных температурах и замедленной деформации возникают мелкие пояса вокруг σ_1 с предпочтительной ориентировкой r {1011}. Последний случай, вероятно, переходный между двумя указанными типами предпочтительной ориентировки, а параллельность r и σ_1 , вероятно, связана не с рекристаллизацией, а с ориентировкой по дофинейскому закону.

В некоторых опытах, сопровождавшихся гетерогенной деформацией, возникла перекрестно-поясовая ориентировка, выявленная в некоторых природных кварцитах. В поле стабильности высокотемпературного кварца при некоторых экспериментах одновременно возникают предпочтительные ориентировки оптических осей (c) как параллельных, так и перпендикулярных к σ_1 . Убедительных объяснений этому нет.

Агрегаты кварца, перекристаллизованные в процессе деформации подвергшиеся затем отжигу и новой перекристаллизации, проявляют интересные особенности, а именно — усиливается предпочтительная ориентировка $c \parallel \sigma_1$ в низкотемпературном кварците, но неизменной остается ориентировка $r \parallel \sigma_1$. В том случае, когда одновременно присутствуют оба этих типа, почти уничтожается $c \parallel \sigma_1$. В перекрестно-поясовой ориентировке высокотемпературный отжиг уничтожает $c \perp \sigma_1$ и усиливает $c \parallel \sigma_1$. Таким образом, при отжиге может возникать более четкая предпочтительная ориентировка, чем в породах, претерпевших деформацию. Однако, как отмечалось ранее [5], отжиг может привести и к полной потере ориентировки, что, в частности, было установлено еще в 1949 г. на Саралинском месторождении Т. М. Кайковой, доказавшей потерю отчетливой тектонической ориентировки кварца (типа S-тектонита), которая полностью исчезла вблизи контактов более молодой дайки диабазы, рассекающей кварцевую жилу.

Из сказанного видно, что экспериментальные данные, хотя и дали весьма пеструю и сложную картину, однако все же создали уверенность в существовании ряда предполагавшихся механизмов ориентировки и условий их развития, но полной ясности во многие вопросы не внесли. Они показали, что нельзя автоматически устанавливать положение оси σ_1 на основе расположения оптических осей, которые могут образовывать разные варианты с σ_1 : $c \parallel \sigma_1$ и $c \perp \sigma_1$, а иногда иметь перекрестно-поясовую ориентировку, следовательно делать выводы на этот счет можно только по совокупности этих и геологических данных, характеризующих состояние развития участка в период рассматриваемой деформации. Они еще раз показали, что не следует прямолинейно переносить условия опыта на природу, где условия более сложные, а скорости деформаций меньше, деформации продолжительнее, чем в опытах, в которых нам известно поле напряжений и не известно природное. Другим осложнением является то, что естественный кварц — низкотемпературный, а при глубинном метаморфизме он мог быть и высокотемпературным, деформированным и перекристаллизованным. Поскольку он испытывал полиморфные превращения $\beta \rightarrow \alpha$ кварц, то прежняя его ориентировка не могла сохраниться в процессе такой закалки и ее не могут выявить ни оптические, ни рентгеновские или другие методы. Это не должно навевать пессимизма в отношении несовершенства метода, гипотез и экспериментов, объясняющих ориентировки, поскольку объективность самих ориентировок, фактическое их существование требуют их учета, в том числе и ограничивающих условий образования и сохранения этих ориентировок.

Поэтому, принимая во внимание все сказанное, ведущими принципами трактовки диаграмм в первую очередь являются эмпирические закономерности, выявленные при детальных разносторонних исследованиях геологическими методами. К ним относятся отмеченное ранее совпадение борозд скольжения на тектонических плоскостях с ориентировкой оптических осей кварца вдоль них, а также их параллельность сланцеватости, слоистости, осевым поверхностям складок и редко трещинам, симметричность ориентировок другим структурным элементам и т. д. Однако это упрощенное толкование не всегда оправдывается,

о чем свидетельствуют, в частности, ориентировки S-тектонитов сплющивания, что мы рассмотрим позже. Нередки примеры, когда породы подвергались неоднократным деформациям разного плана и тогда они находили отражение в диаграммах ориентировки, в которых результаты данных деформаций не были утрачены и на них оказались наложены и более поздние, усложнив такие диаграммы и их трактовку. Эта этапность (стадийность) деформаций может быть расшифрована поисками синхронных им минералов и знанием их ориентировки при внимательном анализе подобных диаграмм, опираясь на анализ геологической ситуации, выявленной при геологическом картировании и других исследованиях.

Оливин относится к ромбической сингонии ($3L^23PC$). В природных оливинах преобладает магнезиальная его разновидность — форстерит (Mg_2SiO_4), вторым изоморфным его членом является фаялит (Fe_2SiO_4), с увеличением содержания которого в оливине растут показатели его преломления и двупреломления $N_x = 1,67 - 1,89$; $N_m = 1,652 - 1,869$; $N_p = 1,635 - 1,827$; $N_x - N_p = 0,035 - 0,052$; $+2V = 82 - 134^\circ$ (т. е. до -46°), где низкие цифры соответствуют форстериту, а высокие фаялиту. Спайность хорошая по (010), хуже по (100). Плоскость оптических осей параллельна (001). Длинная ось кристалла $c = Nm$, средняя $b = Np$ и короткая $a = Ng$.

Деформация оливина при экспериментах во многом напоминает деформацию кварца. Опыты показали, что оптически определяемые системы скольжения в оливине изменяются с температурой, всесторонним давлением и скоростью деформаций. Установлено, что с повышением температуры происходят смещения элементарной ячейки b (ячейки Бюргерса) по осям [100] и [001], но при температуре $800^\circ C$ преобладают ее смещения по оси [001], а при 900° смещение ячейки b совпадает с осью [100].

В виде волнистого угасания проявляют себя аналогичные кварцу полоски излома, деформационная пластинчатость и различные лишь в электронный микроскоп полоски скольжения, образующие пучки дислокаций. При небольших и умеренных температурах они ориентированы параллельно (100) и {110}, а при $1100^\circ C$ и выше (в опытах при $v = 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) параллельно многим плоскостям типа $0kl$, т. е. локализируются в зоне [100]. Деформационные полоски ориентируются параллельно (100), (001) и (010). Внешнее вращение поперек этих полосок излома не превышает 10° . При росте деформаций они дезориентируются. Выше $1000^\circ C$ деформационная пластинчатость не наблюдалась, хотя пластическая деформация продолжалась, о чем свидетельствуют полоски излома и границы субзерен. Как полагают ряд исследователей, пластинчатость не видна потому, что она слишком тонкая и многочисленная и поэтому не различима. При осевом сжатии не более чем на 30 % видны следы механического вращения неравносторонних зерен, сопровождающегося ограниченным скольжением и появлением полосок излома; при этом наименьшие оси [010] приближаются к экспериментально заданному направлению сжатия — σ_1 , а оси [100] и [001] соответственно занимают перпендикулярное к σ_1 положение. При сжатии более чем на 40 % начинает сказываться синтетектоническая перекристаллизация,

которая становится главным механизмом деформации при высоких температурах, но с медленным увеличением нагрузок. Уменьшение скорости деформаций и нагрузки в 100 раз ведет к понижению температуры перекристаллизации на 50° . При геологически приемлемой скорости деформации порядка 10^{-14} м·с $^{-1}$ перекристаллизация может начаться при 500°C . Присутствие воды (высвобождающейся при экспериментах из тальковых прокладок) усиливало диффузию и приводило к образованию более крупных зерен, но не влияло на температуру начала рекристаллизации.

В некоторых экспериментах при повышенных температурах и пониженных скоростях деформаций полностью рекристаллизованный оливин образовывал мелкие зерна без оптически видимых признаков натяжений, а сами эти зерна оказались уплощенными в плоскости, перпендикулярной к σ_1 , образуя листоватость, сходную с некоторыми природно деформированными оливиновыми породами, в которых широко проявлена рекристаллизация.

В естественно деформированных оливинсодержащих породах, видимо, проявлялись те же направления скольжения, что и при опытах. Так, например, в хондритовых метеоритах и ксенолитах из кимберлитов в оливине установлено скольжение в направлении оси [001], что некоторые исследователи связывают с быстрым ростом нагрузок, а другие с замедленной деформацией. В дунит-милонитах в реликтовых оливинах и в субзернах, ограниченных плоскостями параллельными (100), (001) и (110), дислокации параллельны [110], [010], [001] и $[11\bar{2}]$, а также наблюдаются сетки пересекающихся дислокаций.

Предпочтительная ориентировка, связанная с природными деформациями, обязана механическому вращению удлиненных зерен и особенно внутризерновому скольжению с образованием полосок излома и деформацией зерен, при которой ось [010], по мнению ряда ученых, располагается параллельно оси укорочения, а оси [100] и [001] — в плоскости уплощения [5]. Механизм этой ориентировки не ясен, а устанавливаются эти оси с оглядкой на указанные ранее эксперименты, в том числе и ведущие к раскристаллизации оливина. При этом считают, что как сама деформация, так и иногда сопровождающая ее рекристаллизация ведут к указанной выше одинаковой ориентировке осей кристаллов по отношению к осевому сжатию образцов. В природе, помимо осевого сжатия, могут возникнуть аналогичные структуры под действием пары сил или более сложных деформаций, при которых все эти рассуждения о соответствии σ_1 определенным кристаллографическим направлениям теряют силу, и поэтому необходимо вести анализ всей структурной обстановки для установления полей напряжений в данном месте по совокупности всех данных, действенных для определенного отрезка времени.

Плагноклазы. Плагноклазы Ca-Na состава образуют изоморфный ряд от альбита до анортита, в котором по мере увеличения содержания анортитовой молекулы растут углы между N_a , N_p и N_m и осями кристалла a , b , c . Плагноклазы в процессе кристаллизации образуют двойники главным образом по альбитовому закону с плоскостью срастания (010), реже периклиновому по (001) и еще реже по другим

законам. Несмотря на широкое развитие этих минералов во всех генетических типах пород, условия и механизм их деформации изучены слабо, видимо, из-за сложности атомной структуры и анизотропии свойств. Известно, что при условиях, когда кварц деформируется пластически, плагиоклазы еще испытывают хрупкую деформацию.

Экспериментальная деформация плагиоклазов состава $Al_{30} - Al_{96}$ при $800^\circ C$ и 1,0 ГПа всестороннего давления проявилась преимущественно в виде двойникового по альбитовому и периклиновому закону. При температурах ниже $800^\circ C$ двойникового в световом микроскопе не наблюдалось. Полагают, что вследствие деформационной гетерогенности двойникование по этим законам может проявляться совместно или порознь в разных частях одного зерна.

При деформации упорядоченного низкотемпературного альбита и олигоклаза (Al_{13}) проявляется скольжение в плоскости (010) по некоторому иррациональному направлению, в котором, видимо, происходит трансляция при образовании альбитовых двойников. Однако в зернах, ориентированных в направлении скольжения, двойников не возникало. Скольжение сопровождалось образованием полосок излома с углом вращения до 7° , но границы этих полосок видны плохо. Скольжение по (010) может проявиться и в плагиоклазах иного состава, однако экспериментально это не подтверждено. Не наблюдалось скольжения по (001) даже при благоприятном положении относительно ориентировки усилий. В упорядоченном альбите деформационное двойникование не проявляется и вместо него осуществляется скольжение только в разупорядоченных плагиоклазах путем нагревания, а скольжение становится подчиненным.

Пластинчатые двойники роста в отличие от двойников, возникших в результате деформации, имеют плоские поверхности и резкие окончания, а механические двойники обладают линзовидной формой. В некоторых механических двойниках бывают и резкие окончания, обусловленные трещинками. Поэтому необходимы тщательные наблюдения: имеются или нет натяжения в зернах, трещиноватость, смещения границ, наличие деформационных полосок и т. д.

При изучении атомной структуры двойников, образованных экспериментальным механическим путем, было выяснено, что они являются псевдодвойниками и отличаются от природных тем, что в них не происходит перераспределение атомов. Предполагается, что механизм зародышеобразования плагиоклазов связан: 1) с наличием выступов на границах полосок излома и 2) с ростом и вращением субзерен в процессе деформации, причем их рост и перекристаллизация интенсивнее проявляются при наличии воды, чем практически без нее, например, образованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма, что объясняет мелкозернистость ее пород.

Из изложенного видно, что существуют очень много не решенных вопросов поведения полевых шпатов при деформациях. Достоверным фактом, установленным геологическими наблюдениями, является то, что полевые шпаты дают ориентировку по форме уплощенных по (010) граней, по которым возникают двойники по альбитовому закону срастания. При осадконакоплении обломочные их зерна часто сохраняют эту

пластинчатую форму и подобно слюдам ложатся на дно бассейна, отражая слоистость осадков. В эффузивных породах плагиоклазы часто имеют фенокристаллы, которые фиксируют характер движения лавы, а в интрузивных массивах и дайках их ориентировка может отражать как следы спокойного ламинарного ее движения при внедрении, так и элементы слоистости прежних пород, которые она заместила. При образовании псевдоморфных структур зерна плагиоклазов обычно являются теми «затравками», на базе которых, сохраняя их ориентировку, вырастают новые зерна плагиоклазов иного состава (в ряде случаев с прямой или обратной зональностью), но лишённые каких-либо признаков прежних деформаций. Поэтому при микроструктурном изучении полевошпатсодержащих пород измеряют только плоскости двойникования (010). Сами замеры делают так же, как и спайности слюды. Генезис их ориентировок определяется на основе детальных геологических и петрографических исследований.

Кальцит и доломит являются широко распространенными пороодообразующими минералами. Оба они хрупки, имеют низкую твердость (3,5—4) и относятся к тригональной сингонии. Высшая сингония кальцита — L^2_63L3PC , а доломита — L^3_6C .

Кальцит $CaCO_3$ имеет сотни простых форм и обладает совершенной спайностью по r ($10\bar{1}1$) и в шлифе почти никогда не дает ромбов, а образует шестоватые агрегаты, что отличает его от доломита. Двойниковой его плоскостью является (0001) или грань тупого ромбоэдра e ($01\bar{1}2$), по которой обычно образуются полисинтетические двойники в деформированных мраморах и известняках. Показатель его преломления $N_m = 1,658$ и $N_p = 1,486$; $N_m - N_p = 0,172$.

Доломит $CaMg(CO_3)_2$ часто встречается в виде ромбоэдрических форм вследствие широкого распространения грани r ($10\bar{1}1$), нередко седловидно изогнутой, по которой развита совершенная спайность. Полисинтетические двойники и двойники прорастания у него образуются по f ($02\bar{2}1$). Как отмечает В. Н. Лодочников, двойники очень часты у кальцита и довольно редки у доломита, что может служить их отличием. Он считает, что, по-видимому, у доломитов двойникообразование связано с механическим воздействием на породу или минерал. В прозрачных шлифах двойникование по f ($02\bar{2}1$) проявляется по короткой диагонали ромбоэдров, образуемой трещинками спайности. Доломит, как и кальцит, оптически отрицательный: $N_m = 1,681 - 1,695$, $N_p = 1,500 - 1,513$, $N_m - N_p = 0,180 - 0,182$.

При сильных деформациях двойниковое строение кальцита и доломита исчезает, а породы приобретают сланцеватую, гранобластическую или брекчиевидную структуру, в которой видны смещения краев зерен.

Установлено, что при механическом образовании двойников кальцита по плоскостям e ($01\bar{1}2$) смещение происходит параллельно ребру r ($10\bar{1}1$) (как показано стрелкой на рис. 14, а) и только в направлении к оптической оси основного зерна. Поскольку в кальците три плоскости e ($01\bar{1}2$), расположенные под углами 120° симметрично оптической оси, то скольжение с образованием двойников будет происходить по той из них, которая наиболее близка к положению плоскостей скалывания или скольжения в самой породе; фактически же, в виду легкости образования двойников

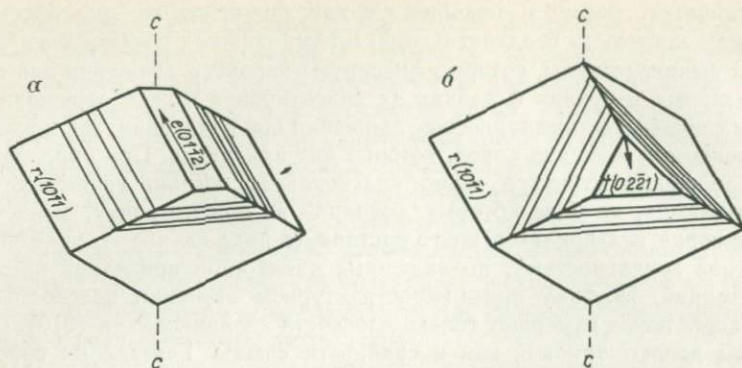


Рис 14 Кристаллы кальцита (а) и доломита (б).

c — c — оптическая ось кристалла; стрелки на плоскостях двойникования e и f указывают направление смещения при двойниковании

даже при небольших деформациях, нередко на диаграммах проявляются все три максимума нормалей к трем плоскостям двойникования e ($01\bar{1}2$), симметрично расположенные вокруг оптической оси основного зерна под углами около 26° . Точный угол между нормалью (перпендикуляром) к плоскостям e ($01\bar{1}2$) и оптической осью основного зерна равен $26^\circ 15'$. Поскольку угол между нормалью той же плоскости (e) и оптической осью двойника одинаков, то соответственно угол между оптической осью основного зерна и оптической осью двойника будет составлять сумму двух этих углов, т. е. равен $52^\circ 30'$; угол же между нормалью к плоскости спайности r ($10\bar{1}1$) и оптической осью основного зерна равен $44^\circ 30'$.

В доломите такое же двойникование происходит по f ($02\bar{2}1$) в направлении перпендикулярном к ребру, образованному плоскостями f ($02\bar{2}1$) и c (0001), в направлении (как показано стрелкой) от оптической оси основного зерна (см. рис. 14, б). Угол между нормалью к плоскости двойникования f ($02\bar{2}1$) и оптической осью равен $63^\circ 07'$, соответственно угол между оптическими осями двойника и основного зерна составляет $126^\circ 14'$; угол между нормалью (полюсом) к спайности r ($10\bar{1}1$) и оптической осью в доломите равен 44° .

Следует иметь в виду, что спайность по r ($10\bar{1}1$) косвенно и весьма приближенно позволяет судить о возможном положении трансляции по двойниковым плоскостям e и f .

Все отмеченные выше данные используются для объяснения особенностей ориентировки карбонатов. Для этой цели раздельно измеряют положение спайности r ($10\bar{1}1$) и оптических осей кристаллов и записывают их в разные формуляры, составляя отдельные диаграммы. Если же в породе сохранились двойники по e , то в том же формуляре под одинаковыми номерами для каждого отдельного зерна кальцита записывают положение оптических осей его двойников и разделяющей их спайности e ($01\bar{1}2$) кальцита или f ($02\bar{2}1$), если это доломит. Как будет показано позже, указанные данные используются при установлении линии сколь-

жения двойниковых пластинок и соответственно положения такой же линии в породе при образовании *S*-тектонитов, если конечно диаграммы в целом, составленные для оптических осей и двойниковых пластинок, подтверждают наличие *S*-тектонита. В *B*-тектонитах те же линии скольжения должны образовывать симметричный веер этих элементов, расположенный в плоскости *ac* структурных координат.

Барит ($BaSO_4$). Недавно в микроструктурном анализе стал привлекаться барит — минерал не широко распространенный. Он обладает ромбической сингонией, ромбо-дипирамидальной формой и видом симметрии $3L^23PC$. Кристаллы его таблитчатые вследствие развития граней (010). Распространены также призматические, столбчатые с господствующими гранями призм (011) или (110) в комбинации с (010) и изометричные кристаллы. Двойники не часты по (601), (201), а по (011) обычно наблюдаются полисинтетические двойники, обуславливающие штриховатость на гранях. Агрегаты чаще зернистые, реже плотные, скрытокристаллические, землистые. Его оптические константы: $N_g=1,648$, $N_m=1,637$, $N_p=1,636$, $N_g-N_p=0,012$, оптически положительный $2V=37^\circ$; $N_g N_p=(010)$, $N_g=a$ (где *a* — ось). Спайность по (010) совершенная, по (201) средняя, по (001) несовершенная. Без химических реакций барит трудно отличить от целестина. Исследования А. И. Левыкина и В. Д. Парфенова показали, что в барите при осевой нагрузке (P_o) на образец около 0,2 ГПа и гидростатической $P_r=0,1$ ГПа появляется слабое волнистое угасание и возникают немногочисленные двойники по (601). При росте P_o и P_r число двойников растет и среди них появляются двойники по (101) и (201), а также возрастают катаклаз и микросколы. При дальнейшем росте P_o до 0,7—0,8 ГПа и P_r до 0,36 ГПа волнистое угасание становится еще отчетливее и возрастает число двойников уже по всей площади кристалла, а не по его краям, как было раньше, а катаклаз несколько ослабевает. Основной плоскостью двойникового по-прежнему остается плоскость (601), но во многих шлифах наблюдались тонкие полисинтетические двойники по (011) и в отдельных случаях они преобладают над (601), а также возникают пластинки деформации по иррациональным поверхностям (613), (412), (211) и др. При условиях, близких к гидростатическим ($P_o \geq P_r$), двойники в барите не образовывались, а наблюдалось лишь слабое дробление и волнистое погасание.

А. И. Левыкин и В. Д. Парфенов также установили, что при быстром нагружении шло увеличение количества двойников, что вело к уменьшению скорости продольных волн (V_p), особенно при появлении микротрещин и зон дробления, а при малых скоростях нагружения все было наоборот. Иначе говоря, с уменьшением скорости нагружения увеличиваются пластические деформации и уменьшается предел текучести (при котором начинается пластическая деформация), а нарастание скорости дифференциального давления P_R ($P_R=P_o-P_r$) вело к необратимым деформациям, т. е. к образованию трещин и зон дробления. Исследуя характер двойникового, В. Д. Парфенов установил, что линией скольжения при возникновении двойников является ребро {106}, образованное пересечением плоскостей (601) и (010), которое образует угол с N_p , равный 6° . Если представить себе, что N_p расположено вертикально,

то крутонаклонный, возникший двойник будет смещаться по плоскости (601) по типу взброса.

Выясняя положение плоскостей двойникования относительно осевой нагрузки на образец (P_0), В. Парфенов установил, что все двойники располагаются под углом $35-55^\circ$ к направлению осевой нагрузки, т. е. как бы занимают положение плоскостей скальвания, где P_0 является острой биссектрисой этого угла, а сами перемещения должны быть по типу взброса. Учитывая при этом существенные колебания углов ($35-55^\circ$) относительно P_0 , трудно сказать, где будет располагаться острая, а где тупая биссектриса и поэтому не может быть однозначного решения о положении осей напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.

Следует также заметить, что пока не выяснено, в каком направлении идет смещение возникающего двойника по плоскости (010), а также в какую сторону от оси N_p следует откладывать угол 6° при двойниковании по плоскости (601). Очевидно, что необходимы дальнейшие исследования в этом направлении.

5. Измерение оптических осей и кристаллографических элементов минералов в ориентированных шлифах

Для микроструктурного анализа необходим универсальный четырехосный или пятиосный столик Е. С. Федорова с некоторыми приспособлениями для сохранения ориентировки шлифа в одном и том же положении под полусферой этого столика и соблюдения ряда правил, определяющих быстроту и точность измерений.

Среди этих приспособлений следует указать Г-образный угольник (рис. 15), который вставляется в вырез металлической обоймы верхней полусферы и слегка зажимается на ней винтом, расклинивающим специальный линейный вырез у винта. На его краях сделаны миллиметровые деления.

Для тех же целей еще в 1960 г. А. В. Пэк сконструировал приспособление, которое состоит из металлической обоймы с отверстием, соответствующим размерам и форме обычной верхней полусферы. Длинные ребра этой прямоугольной обоймы скошены для надевания на них салазков,

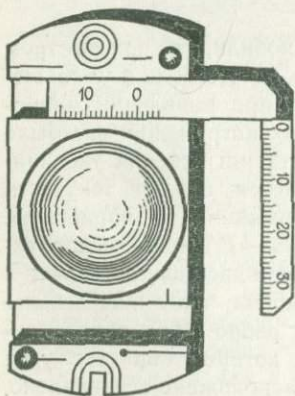
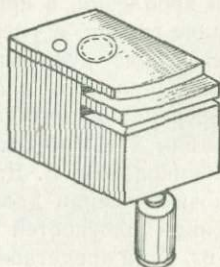


Рис. 15. Верхняя полусфера с Г-образным угольником

Рис. 16. Насадка (зажим) для столика микроскопа



состоящих из внешней рамки надеваемой на эти ребра обоймы, позволяя ей перемещаться вдоль них, и внутренней рамки, перемещающейся в ней поперек первого движения. В этой рамке имеются окно для помещения ориентированного шлифа того же размера и два хвостовичка, с помощью которых сдвигают шлиф. Другим необходимым приспособлением является насадка (зажим) (рис. 16), резко повышающая производительность работы. Зажим винтом крепится к борту столика микроскопа и допускает его вращение только против часовой стрелки не далее пластинки нониуса.

На насадке имеется углубление с шариком, подпираемым снизу пружиной. При повороте столика на 45° этот шарик заскакивает в небольшое углубление штатива микроскопа и дает щелчок, показывающий, что микроскоп повернут на 45° относительно пластинки нониуса. Ввиду некоторой сложности производства можно обойтись и без этого шарика, осуществляя повороты примерно на 45° , что достаточно при массовых замерах и не скажется на результатах. Эта насадка позволяет быстро возвращать столик Федорова в нулевое исходное положение.

Четырехосный столик Федорова (рис. 17) состоит из кольцеобразного основания Q с двумя стойками по бокам, на которых крепится ось I , а на ней висят его главные части, состоящие из металлических колец, свободно вращающихся в различных направлениях. Они смонтированы на кольце l , наглухо соединенном с осью I . Строго перпендикулярно к оси I на плоской поверхности этого кольца, в цапфах, на оси H располагается второе кольцо (h), вращающееся вокруг оси H , позволяя наклонять его в обе стороны. Углы этих наклонов могут быть измерены на полукруглых вращающихся откидных дужках, расположенных на кольце l перпендикулярно к оси H . На кольце h , висящем на оси H , его плоская поверхность у внутреннего края разделена на 360° . Внутри кольца h вставляется кольцо n с отверстиями для винтов, которыми крепится верхняя

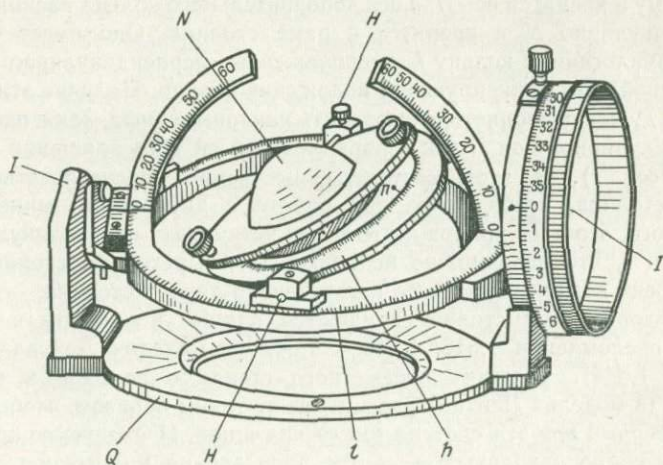


Рис. 17. Четырехосный столик Е. С. Федорова

стеклянная полусфера в металлической обойме. Внутрь кольца l вставляется новое кольцо $г$, с внешней стороны которого навинчено другое кольцо, позволяющее его вращением поднимать или опускать кольцо $г$ для совпадения плоскости среза породы с плоскостью, проходящей через оси I и H . В кольце $г$ вставлено стекло, к которому капелькой глицерина прикрепляется нижняя стеклянная полусфера в круглой металлической оправе таким образом, чтобы не допустить образования пузырьков воздуха, не позволяющих вести измерения. Это кольцо $г$ вместе с кольцом l свободно вращается вокруг оси N , и по штришку на кольце l и лимбу с градусными делениями на соседнем кольце h можно измерять его поворот вокруг оси N . Ось N не закрепляется, тогда как оси I и H при необходимости крепятся винтами для стабилизации положения наклонов шлифа вокруг этих осей. Оси I , H , N обязаны пересекаться в одной точке, что должно быть обеспечено при изготовлении Федоровского столика.

Оси I , H и N позволяют шлифу вращаться во всех перечисленных ниже направлениях.

1. Вокруг оси N , перпендикулярной к плоскости шлифа. Отсчеты этого поворота отсчитываются по лимбу кольца h .

2. Вокруг оси H , перпендикулярной к оси I , осуществляются наклоны шлифа, углы которых считываются с правой или левой откидной дужки. Для стабилизации ее наклона в одном положении эта ось закрепляется винтом на одной из цапф.

3. Вокруг оси I осуществляются наклоны, перпендикулярные к наклонам по оси H . Отсчеты углов наклона считываются с барабана, насаженного на ось I , а винтом на нем же, при необходимости, может быть зафиксирован неподвижно этот наклон шлифа.

4. Федоровский столик, установленный на предметном столике микроскопа, может еще вращаться и вокруг оси микроскопа A .

Пятиосный столик отличается от четырехосного тем, что за кольцом h (считая от центра) расположено аналогичное кольцо большего диаметра, к которому и крепится ось H , а ось дополнительного кольца располагается перпендикулярно N и крепится к раме столика. Оно имеет боковые дужки, аналогичные кольцу h , расположенные перпендикулярно первым, и зажимной винт, фиксирующий положение кольца. Наличие этих колец и систем дужек позволяет осуществлять наклоны шлифа, как в плоскости, перпендикулярной оси I , так и параллельной ей (без вращения столика вокруг оси I). В этом состоит существенное преимущество пятиосного столика, необходимое при работе с двухосными минералами. Кроме того, это дает возможность точно установить перпендикулярность осей H и I , что невозможно исправить в четырехосном столике, если этот дефект возник в процессе изготовления такого столика.

К федоровскому столику прилагаются парные полусферы с показателями преломления 1,516, 1,548 и 1,647 (в моделях Лейтца — 1,516, 1,554 и 1,648). Толщину предметного стекла с породой и круглым стеклом (в моделях Лейтца) рассчитывают таким образом, чтобы вместе с полусферами вся эта система имела вид шара. Исследуемое зерно минерала должно находиться в центре поля зрения микроскопа, т. е. на кресте нитей окуляра, что только и обеспечивает наиболее верные результаты замеров.

Установка столика Федорова и подготовка к работе. Указываемые нами операции при подготовке к работе на столике Федорова совершенно обязательны и должны осуществляться в перечисленной ниже последовательности.

1. Отцентрировать длиннофокусный объектив, с которым придется работать. Это делается с помощью шлифа, помещенного на предметный столик микроскопа (т. е. без федоровского столика), следующим образом: глядя в тубус микроскопа, сдвигают шлиф настолько, чтобы на крест нитей микроскопа попало какое-либо мелкое зерно (лучше непрозрачного рудного минерала). После этого, смотря в тубус на выбранное зерно, вращают столик микроскопа на 360° . Если видят что зерно смещается, описывая окружность, то, вставив специальные центрировочные винты в отверстия обоймы объектива, поворачивают столик микроскопа так, чтобы выбранное нами зерно имело максимальное удаление от креста нитей, после чего поворотами центрировочных винтов приближают его на половину этого расстояния. Вновь вращают столик микроскопа и замечают, что это зерно описывает меньший круг. Повторяют эту операцию с перемещением креста нитей и вновь проверяют достигнутые результаты, добиваясь такого положения, когда зерно не будет смещаться с креста нитей. После этого вынимают центрировочные винты, имея теперь отцентрированный объектив (которым работают до тех пор, пока столик Федорова будет стоять на микроскопе).

2. Подобрать пару полусфер с показателями преломления близкими к показателю исследуемого минерала.

3. Вставить нижнюю полусферу федоровского столика в кольцо n , приклеить ее каплей глицерина, вначале поставив ее косо (а не ставя плашмя), чтобы не допустить появления пузырьков воздуха, не позволяющих в их пределах вести замеры зерен из-за полного внутреннего отражения света. После этого приклеивают на капле глицерина шлиф, ставя его ребром и также не допуская появления пузырьков воздуха. Сверху шлифа на глицерине приклеивается верхняя полусфера столика тем же способом. Она винтами соединяется с кольцом n ; при этом не следует зажимать ее винтами туго и тем более допускать перекосов, ведущих к появлению пузырей воздуха. Если все же они появились, то ее надо снять и, смыв глицерин каплей спирта, переклеить.

4. Из предметного столика микроскопа вынуть центральное кольцо, выключить конденсор (если он оказался включенным) и опустить осветительную систему с нижним николем, чтобы за нее не цеплялся столик при его наклонах.

5. Вставить отцентрированный длиннофокусный объектив и поставить столик Федорова на столик микроскопа, полузатянув его винтами. При этой установке барабан на оси I должен быть справа. Отсчеты на осях H и I должны быть нулевыми, а сами оси следует зажать винтами, чтобы они не вращались, и тогда шлиф на столике будет параллелен предметному столику микроскопа. Сам микроскоп не наклоняют, так как тогда винты, зажимающие столик, его не удержат. Далее выбирают на шлифе какое-либо мелкое зерно (лучше аксессуарный рудный минерал) и, сдвинув шлиф, совмещают его с крестом нитей окуляра. Если при вра-

шении шлифа вокруг оси N на 360° замечают, что выбранный минерал отходит от креста нитей, описывая окружность, поступают так же, как при центрировке объектива до тех пор, пока зерно не будет смещаться с креста нитей. После этого туго зажимают винты, крепящие столик Федорова, смотря при этом в микроскоп, не смещается ли выбранное зерно, нарушая достигнутый результат.

6. Установить столик Федорова в основное исходное (нулевое) положение, т. е. совместить ось I с горизонтальной нитью окуляра. Для этого поворачивают предметный столик микроскопа примерно в указанное положение и закрепляют его винтом. Подняв объектив и найдя на полусфере пылинку, расположенную на вертикальной нити окуляра или вблизи нее, вращают столик вокруг оси I и наблюдают, сохраняет ли она параллельность своего перемещения вдоль вертикальной нити окуляра. Если этого нет, то при положении наибольшего наклона по оси I поворачивают столик микроскопа на половину острого угла между нитью окуляра и линией движения пылинки и, закрепив винт столика микроскопа, вновь проверяют параллельность ее перемещения, добиваясь максимальной точности. Записывают это основное (нулевое) положение по данным на лимбе предметного столика микроскопа (чтобы при смещении всегда можно было бы его восстановить), придвигают насадку (зажим) к левой стойке федоровского столика (на которой крепится ось I) с его тыльной стороны и туго закрепляют винтом насадку. После этого освобождают зажим (винт), удерживающий вращение столика микроскопа, позволяя ему теперь ограниченно вращаться только справа налево.

7. Сдвинуть ориентированный шлиф вдоль Г-образной направляющей угольника, вставленного в прорезь верхней полусферы, так, чтобы одна из сторон предметного стекла шлифа прилегала плотно к стороне Г-образного угольника. Записывают, с какого края шлифа начаты измерения и в какую сторону сдвигается шлиф. Заметим, что это необходимо для случая, когда за рабочий день нельзя успеть закончить не менее 100 замеров, достаточных для установления статистических закономерностей в ориентировке оптических осей или кристаллографических элементов.

8. На заготовленном ранее формуляре (рис. 18, б) расчерчивают графы записей показаний по оси I , N и H или только I и N (рис. 18, а), если измеряются спайность минералов, плоскость их двойникования и грань r ($10\bar{1}1$) в карбонатах, то записывают в формуляр на рис. 18, в. На этом заканчивается подготовка к работе.

Измерение спайности и плоскостей двойникования минералов. Сместив ориентированный шлиф до какого-либо края и убедившись, что федоровский столик находится в основном (исходном) положении, закрепляют винтом столик микроскопа до конца работы, чтобы он и соответственно федоровский столик не вращались вокруг оси микроскопа, и начинают вести измерения.

Положение плоскостей спайности минералов измеряют при одном никеле; двойниковых швов — при скрещенных никелях. Измеряют подряд зерна, которые попадают (или почти попадают) на крест нитей при последовательном смещении шлифа, сдвигая его в одном направлении

Замеры спайности						
N	J	N	J	N	J	N
70	15					
65	25					
240	552					

Замеры оптич. осей						
N	H	J	N	H	J	N
262	(15)	—				
300	10)	—				
45	—	30				
312	(25)	—				

Замеры двойников e и г и оптич. осей							
№ зер-на	N	H	J	Примечание	№ зер-на	N	
1	70	—	310	0.ось осн. з.			
1	73		333	Дв. шов			
1	322	(5)	—	0.ось вв. пласт			
2	340	10)	—	0.ось осн. з.			

Рис. 18. Формуляры для записей оптических ориентировок минералов

по салазкам или Г-образному угольнику (т. е. как бы строчкой, считывая данные с этого шлифа). Увидев зерно, находящееся в центре поля зрения, поворачивают шлиф вокруг оси *I* до тех пор, пока шов спайности не станет параллельным горизонтальной нити окуляра. Затем вращают шлиф вокруг оси *I* в ту или другую сторону, добиваясь такого положения, когда шов окажется самым тонким, что будет свидетельствовать о совпадении оси тубуса микроскопа с плоскостью спайности. Показания по оси *N* и *I* записывают в указанный выше формуляр.

Измерив все зерна, попавшие в эту «строчку», сдвигают шлиф поперек замеренной строчки по Г-образному угольнику (или салазками) на ширину замеренного ряда зерен, и так — строчка за строчкой — измеряют спайность не менее 100 кристаллов (максимум 200—250), что позволяет выявить статистические закономерности в положении их спайности. Если в данном шлифе не оказалось такого числа кристаллов, то берут второй, параллельный ему шлиф, также ориентированный, и продолжают замеры. Не закончив их за рабочий день, записывают положение шлифа и в какие стороны его следует перемещать.

В сланцеватых породах слюды и другие минералы имеют заметную на глаз ориентировку, и замеры одного шлифа перпендикулярно слоистости или сланцеватости дают надежную картину. Однако в зернах карбонатов наблюдается несколько систем спайности и плоскостей двойникования и все они должны быть измерены, что по одному шлифу сделать нельзя, так как часть этих элементов может быть горизонтальна к шлифу или наклонена под пологими углами (менее 40°), что превышает пределы возможностей замеров на федоровском столике. Это же относится и к замерам двойников плагноклазов в плоскости (010). В таких случаях измерения ведут в двух взаимно перпендикулярных ориентированных шлифах, составляя отдельные диаграммы или создавая единую диаграмму, складывая их, о чем мы расскажем ниже. Естественно, спайность или двойниковые швы с углами около 45° к плоскости шлифа могут попасть на обе диаграммы и их роль будет несколько преувеличена. Проверка ориентировки спайности по двум взаимно перпендикулярным шлифам может оказаться не лишней и в других случаях, когда, например, видно, что есть пластинки слюд, оптическая ось (или

оси) которых близка к оси микроскопа. Эти зерна имеют низкие цвета интерференции в скрещенных николях и могут быть спутаны с зернами кварца и, чтобы решить кварц это или слюда, наклоняют шлиф вокруг оси I или H . При этом видно быстрое нарастание интерференционной окраски до оранжевых и выше тонов, а также появление шелковистого блеска, чего не должно быть у кварца. Кроме того, даже при низких цветах интерференции у слюд их окраска резко мозаичная, пятнистая, не сравнимая с кварцем из той же породы. Если мы имеем дело с биотитом — практически одноосным минералом ($2V$ не выше 5°)*, в котором оптические оси располагаются почти перпендикулярно спайности, то не обязательно делать дополнительный (перпендикулярный первому) шлиф, и вместо спайности следует замерять выходы его оптических осей (что записывается в отдельной колонке того же формуляра с разграфкой для осей N , I , H и с пометкой, что замерены оптические оси). При замерах других слюд учитывают особенности их оптических свойств.

Измерение ориентировки оптических осей кристаллов. Полагая, что читатель хорошо знаком с кристаллооптикой, пройдя курс петрографии, и особенностями оптических индикатрис минералов, мы опускаем этот раздел. Освежить эти знания нетрудно, вернувшись к не раз опубликованным курсам кристаллооптики (В. Лодочников, Д. Белянкин и др.) или посмотрев довольно подробный раздел в книге «Микроструктурный анализ» [21]. Здесь мы напомним лишь, что в аморфных веществах и кристаллах кубической системы скорость (v) распространения света во всех направлениях одинакова, а следовательно равны и величины показателей их преломления $n = 1/v$. В оптически анизотропных веществах световые лучи, падая перпендикулярно к поверхности шлифа и проходя через кристалл, раздваиваются, причем один из лучей не испытывает преломления и называется обыкновенным лучом, а второй отклоняется от прежнего положения и называется необыкновенным. При этом, обыкновенный луч распространяется в анизотропных кристаллах с одинаковой скоростью в разных его направлениях, а необыкновенный с разной скоростью и только в направлении оптической оси (или оптических осей в двухосных кристаллах), скорости этих лучей одинаковы и здесь нет дупреломления света, создающего в других случаях интерференционную окраску минералов в скрещенных николях, и сохраняется темнота. Если построить волновые поверхности этих лучей света на их скоростях, то волновая поверхность обыкновенного луча будет представлять собой шар, а необыкновенного в одноосных кристаллах — эллипсоид вращения. Поскольку оба луча существуют вместе, то в совмещенном виде эта фигура индикатрисы для оптически положительного кристалла (например, кварца) будет представлять собой шар, в который вложен эллипсоид вращения. В оптически отрицательных кристаллах, наоборот, шар будет вложен в эллипсоид вращения. В обоих случаях общие точки соприкосновения этих фигур будут соответствовать выходам их оптических осей.

* Указанный угол значительно меньше дисперсии отклонений от статистически среднего положения максимума нормалей к спайности слюд и несколько превышает точность замеров этой спайности.

В двусных минералах отличия индикатрис оптически положительного и отрицательного кристаллов будут состоять лишь в том, что вместо волновой поверхности необыкновенного луча в виде эллипсоида вращения с круговым сечением поперек оси, он будет здесь эллиптической формы, и, в результате, шаровая поверхность обыкновенного луча будет образовывать в сечении с ним две пары точек, отражающих выход двух оптических осей, в направлении которых скорости световых волн обыкновенного и необыкновенного лучей равны. Эту простую, легко мыслимую без рисунков, картину мы напомним для того, чтобы разговоры об индикатрисе и различных вариантах ее положения в пространстве при замерах оптических осей воплотить в объемную реальность.

Погасание анизотропных кристаллов происходит тогда, когда оси индикатрисы или их проекции совпадают с направлениями колебаний световых лучей, проходящих через поляризатор и анализатор (т. е. николи). При полном повороте на 360° таких совпадений — четыре, повторяющихся через 90° (считая от первого погасания). Это общий, обычный случай. Частным случаем будет тот, в котором оптическая ось кристалла совпадает с оптической осью тубуса микроскопа (т. е. оптическая ось будет перпендикулярна шлифу, а федоровский столик будет иметь отсчеты по $I=0^\circ$ и $H=0^\circ$). В этом случае зерно будет темным и при его вращении вокруг оси N или A микроскопа. Сечение перпендикулярное оптической оси (или оси вращения индикатрисы) называется оптическим экватором.

Сущность замеров положения оптической оси сводится к ее совмещению с осью микроскопа, либо с осью I федоровского столика, что и достигается путем вращения шлифа на этом столике вокруг осей N , H и I .

Измерение ориентировки оптических осей кварца. Кварц относится к минералам гексагональной сингонии. Он одноосен и по характеру индикатрисы положительный. Его показатель преломления по $N_g=1,553$, по $N_p=1,544$; двупреломление $N_g-N_p=0,009$. Исходя из этого, обе полусферы для федоровского столика берут с показателями преломления равными 1,554. Установив федоровский столик в основное положение, скрестив николи и сдвинув шлиф до выбранного края по Г-образному угольнику (или салазкам), приступают к замерам. При этом предметный столик микроскопа должен обладать свободой вращения (а не закреплен, как при замерах спайности и плоскостей двойникования). Измеряют, как и раньше, зерна, находящиеся в центре поля зрения. Если при предварительном просмотре шлифа до его установки на федоровский столик были, например, обнаружены две генерации кварца, то вначале измеряют положение оптических осей одной его генерации, а затем другой, ведя записи на отдельных формулярах. При этом измеряют каждое (без выбора) зерно данной генерации, расположенное в центре поля зрения микроскопа, чтобы получить объективную картину.

При измерении оптических осей могут встретиться разные случаи их ориентировки по отношению к плоскости шлифа, обладающие специфическими оптическими эффектами, наблюдаемыми в микроскоп.

Наиболее простым, первым случаем будет тот, когда зерно темное и при вращении шлифа вокруг оси N сохраняет темноту, но при строгом

условии, что отсчеты по $H=0$ и по $I=0$. Исходя из сказанного об индикатрисе одноосного минерала, это может быть только при совпадении оптической оси кристалла с осью микроскопа. Остается только записать замеры в формуляр (см. рис. 18, б). Так как отсчет по оси N безразличен (он может быть любым от 0 до 360°), в этой графе делается прочерк, а в графах N и I ставят 0.

Во втором, общем, случае при вращении шлифа вокруг оси N оно будет погасать через каждые 90° после первого потемнения. Это значит, что оптическая ось наклонена к плоскости шлифа под не известным нам углом. Если интерференционная окраска при таком повороте вокруг оси N низкая (темно-серая или серая), это значит, что оптическая ось кварца наклонена к плоскости шлифа более 45° , а с осью микроскопа образует острый угол; при высокой окраске — наоборот. Это позволяет решить, что в том и другом случае можно измерить оптическую ось или ее экватор. Рациональный путь измерений следующий (столик Федорова в основном положении, а николи скрещены).

1. Поворачиваем шлиф вокруг оси N до полного погасания большей части зерна, ибо деформированные зерна кварца и других минералов никогда не дают полного погасания всего зерна. При этом нам еще не известно, совпала ли плоскость, в которой лежит оптическая ось с осью I , или она к ней перпендикулярна. Для решения этого вопроса производим указанные ниже операции.

2. Наклоняем шлиф в обе стороны вокруг оси I и наблюдаем за изменением интенсивности интерференционной окраски. Здесь могут быть два основных варианта: первый характеризуется в пунктах 3 и 4, а второй — в следующих.

3. Если при наклонах шлифа вокруг оси I была относительно хорошая сохранность затемнения зерна, следовательно, плоскость, в которой лежит оптическая ось, перпендикулярна или почти перпендикулярна оси I федоровского столика. В последнем случае необходимо добиться наиболее полного погасания основной части зерна путем небольших поворотов шлифа вокруг оси N . Этот поворот делают при таком наклоне шлифа вокруг оси I , когда это зерно оказалось не совсем погасшим (сероватым). Сделав это и вновь поворачивая шлиф вокруг оси I до максимального погасания зерна, убеждаемся в том, что такая операция дала наилучшее сохранение его затемненности. Если это оказалось недостаточным, вновь повторяют ту же операцию, строго следя, чтобы показания по оси $H=0^\circ$ (H не должна работать!), т. е. здесь последовательно работают только две оси $N-I-N-I-N-I\dots$ до получения максимально устойчивого погасания зерна, когда оптическая ось перпендикулярна оси I . Для выяснения ее положения в этой плоскости необходимо провести следующие операции.

4. Поворачиваем столик микроскопа на 45° (до щелчка насадки), видим, что зерно стало светлым, наклоняем шлиф вокруг оси I в обе стороны. Очевидно, что при одном из таких наклонов окраска должна повышаться, а в другом понижаться до полного погасания зерна. Это будет свидетельствовать о том, что оптическая ось совпала с осью микроскопа и дальнейший наклон шлифа вокруг оси I должен вести к новому просветлению зерна. Повернув шлиф в обратном направлении до макси-

мального погасания зерна, мы тем самым совмещаем с осью микроскопа оптическую ось; правильность этого подтверждает сохранность полного погасания зерна при повороте столика микроскопа вокруг оси A на любой угол.

5. Возвращаем столик в основное положение и записываем результаты измерений по осям N и I , а в графе для оси N делаем прочерк.

6. Если при выполнении операций пункта 4 (после поворота столика на 45°) при вращении шлифа вокруг оси I на максимально возможный угол ($50-55$ или $310-305^\circ$) в одном из этих наклонов, хотя и наблюдается некоторое понижение интерференционной окраски, полного погасания достигнуть не удастся, тогда возвращают столик в исходное (основное) положение и поворачивают шлиф вокруг оси N на 90° до нового полного погасания зерна. В этом случае оптическая ось будет образовывать острый угол с осью I и новой задачей будет совместить оптическую ось с осью I путем наклона шлифа вокруг оси H (что подробно изложено ниже в пунктах 7, 8 и 9), и в этом случае замеряется оптический экватор.

Разновидностью этого случая будет такое положение, когда оптическая ось лежит еще более полого к плоскости шлифа или совпадает с ней и оказывается недосягаемой для непосредственного замера на федоровском столике. В этом случае (когда столик повернут на 45° , а зерно светлое) при наклонах шлифа вокруг оси I в обе стороны не будет заметно какого-либо существенного понижения или повышения интерференционной окраски. Это значит, что мы имеем дело с плоскостью оптических осей, в которой приближение к оптической оси (при наклоне шлифа поворотом вокруг оси N) ведет к понижению интерференционной окраски, а увеличение толщины зерна для проходящего света в этом косом сечении ведет к увеличению окраски, т. е. эти противоположные тенденции почти компенсируют друг друга и создают для мало опытных исследователей не очень ясную картину. Во всех случаях возвращают столик в исходное (основное) положение, ставя отсчеты по $H=0^\circ$ и $I=0^\circ$, и действуют, как сказано ниже.

7. При ситуациях, указанных в пунктах 4 и 6, когда измерить оптическую ось не удастся, шлиф поворачивают вокруг оси N на 90° до следующего погасания основной части зерна и вращают его вокруг оси I (столик в основном положении!). При этом видно, что зерно обычно просветляется потому что оптическая ось описывает вокруг оси I коническую поверхность, т. е. отклоняется от плоскостей колебаний поляризованного света. В этом случае, чтобы добиться устойчивого погасания зерна, действуют, как сказано в пункте 8.

8. Наклоняем шлиф вокруг оси H в ту или другую сторону; добиваясь погасания основной части зерна, и проверяем устойчивость этого погасания вращением столика вокруг оси I (столик во время этой операции в основном положении!). Если оно не сохраняется, то слегка поворачиваем шлиф вокруг оси N до погасания. Если и в этом случае погасание не сохраняется, еще чуть наклоняем шлиф, но уже вокруг оси H до полного погасания и вновь, вращая шлиф в обе стороны вокруг оси I , проверяем сохранность погасания зерна, иначе говоря, добиваясь максимального погасания основной части зерна. При поворотах федоров-

ского столика следует действовать строго по указанной последовательной смене осей его вращения $N-I-H-I-N-I-H-I$, достигая максимального погасания зерна. Этими действиями мы, наконец, добьемся того, что оптическая ось кристалла совпадет с осью I федоровского столика.

9. Для того чтобы убедиться в совпадении оптической оси кристалла с осью I и что перед нами оптический экватор индикатрисы, следует повернуть столик микроскопа (вокруг оси A) на 45° , т. е. до максимального просветления зерна, и наблюдаем за изменением интерференционной окраски при наклонах шлифа в обе стороны вокруг оси I . Она всегда должна резко возрасти, например, у кварца до желтых или желтовато-оранжевых тонов только за счет увеличения толщины зерна, в косом его сечении, ибо сами плоские сечения, проходящие через ось индикатрисы, совершенно равноценны по показателю двупреломления при любых поворотах зерна вокруг оси I .

Вернув столик в исходное положение, записываем в формуляр данные по осям N и H , причем, пишем скобку слева или справа от цифры в соответствии с той дужкой, по которой брался отсчет наклона столика по оси H . В графе для записей по оси I делаем прочерк (или оставляем ее пустой). Частным случаем будет тот, когда после поворота шлифа вокруг оси N до полного погасания зерна и наклона его вокруг оси I темнота сохраняется (отсчет по оси $H=0^\circ$); в этом случае, повернув столик микроскопа на 45° и вновь вращая шлиф вокруг оси I в обе стороны, мы увидим резкое повышение окраски. Это будет показателем того, что с осью I совпала оптическая ось кристалла. Осталось лишь записать отсчеты по N и $H=0^\circ$.

Соблюдая эти указания, надо отчетливо представлять смысл своих действий (для чего мы так подробно и излагали методику замеров) и прежде всего твердо усвоить, что при замерах оптической оси нельзя трогать с нулевого отсчета ось H (она не должна работать!), а в ее колонке формуляра ставятся прочерки (или ее оставляют пустой). При замерах оптического экватора одноосного кристалла ось H работает и ее показания по левой или правой дужке обязательно отмечаются соответственно слева или справа от цифры скобками (символами этих дужек), а записей по оси I в формуляре не делают (ось I исполняет здесь проверочные функции).

Замеры ориентировок оливина. Кристаллографические особенности оливина и результаты немногочисленных экспериментов говорят о том, что для выяснения ориентировок его зерен в породах наиболее достоверными будут положения нормалей к плоскостям оптических осей $N_g N_p$ (001), т. е. фактически пространственное положение осей N_m в этих оливинсодержащих породах. Замеры удлинения кристаллов будут самыми несовершенными, так как большинство зерен изометрично или слабоовально, особенно у фаялита, имеющего бочонковидный облик, и их мерить мы не рекомендуем.

Для определения плоскости оптических осей оливина и других двухосных кристаллов поступают следующим образом.

1. Установив федоровский столик в исходное положение и скрестив николи, поворачиваем шлиф вокруг оси N до первого полного погасания

зерна, находящегося в центре поля зрения микроскопа и, вращая шлиф вокруг оси I , видим, что темнота сохраняется (частный случай). Затем, повернув столик микроскопа на 45° , проверяем, не является ли это сечение плоскостью оптических осей $N_g N_p$, для чего наклоняем шлиф вокруг оси I в обе стороны и наблюдаем за измерением интерференционной окраски. Если при таких наклонах окраска растет, то очевидно, что в данном сечении нет осей N_g и N_p . Чтобы выяснить, нет ли их в поперечном сечении, возвращаем столик микроскопа в исходное положение и поворачиваем шлиф вокруг оси N на 90° , и видим новое полное погасание зерна, которое в этом простом (частном) случае сохраняется при наклоне шлифа в обе стороны вокруг оси I . Остается проверить, находятся ли в этом сечении оси N_g и N_p или их нет. Для этого поворачиваем столик на 45° и вновь наклоняем шлиф вокруг оси I столика в обе стороны. При этом могут быть следующие варианты:

а) в данном сечении при наклоне шлифа вокруг I в обе стороны резко растёт интерференционная окраска, т. е. и здесь не располагаются оси $N_g N_p$, следовательно, плоскость оптических осей $N_g N_p$ совпадает с плоскостью шлифа, а с осью микроскопа совпадает ось N_m (кстати N_m совпадает с осью N). Установив это, записываем результаты отсчетов. В графе N формуляра (см. рис. 18, б) делаем прочерк, так как поворот шлифа вокруг оси N не влечет изменения ориентировки зерна, а отсчеты по H и I равны 0, которые записываем и переходим к замеру нового зерна. Замерить острую биссектрису между N_g и N_p в таком зерне невозможно; нужен перпендикулярный шлиф;

б) в этом сечении при наклоне шлифа вокруг оси I в одну сторону видим, что понижается интерференционная окраска и зерно гаснет, а затем светлеет при еще большем наклоне. То же происходит и при наклоне шлифа в противоположную сторону. Здесь максимумы погасания будут соответствовать выходам оптических осей, а угол между ними и есть $2V$; среднее положение будет занимать биссектриса этого острого или тупого угла (если $2V > 90^\circ$). Может быть здесь и другой случай, когда виден выход одной оптической оси, а до второй «дотянуться» не удастся и наблюдается лишь некоторое уменьшение интерференционной окраски. Во всяком случае здесь еще можно решить вопрос — в этом или в соседнем секторе должна располагаться острая или тупая биссектриса (если $2V \neq 90^\circ$), что уже известно из других замеров в том же шлифе;

в) наконец, возможен случай, когда не удастся совместить с осью микроскопа одну из оптических осей (нельзя до них дотянуться), т. е. $2V$ существенно больше 90° и мы не видим заметного понижения интерференционной окраски при наклонах шлифа вокруг I , однако нет и быстрого ее роста, как это было в первом поперечном сечении (см. пункт «а»). Здесь проявляются два противоположных явления: 1) рост видимой толщины зерна в косом его сечении, что влечет за собой увеличение интерференционной окраски, 2) приближение к оптической оси ведет к обратному результату, т. е. к уменьшению этой окраски. Нечеткость в изменении окраски указывает на то, что мы имеем дело с таким случаем, когда в данном зерне невозможно измерить ни самого угла $2V$, ни тем более установить положение его биссектрисы.

Если такие случаи не единичны, то необходимо иметь второй шлиф перпендикулярный первому. Результаты замеров ориентировки в этих двух шлифах должны быть нанесены на одну диаграмму; как это делается излагается нами ниже.

Все эти трудности с замерами положения острых биссектрис приводят к мысли, что применение этого метода мало целесообразно, тем более, что проще замеры нормалей к плоскости $N_g N_p$.

2. В другом варианте этого же общего случая после погасания зерна при повороте шлифа вокруг оси N (николи скрещены, столик в исходном положении!) темнота его не сохраняется при наклонах шлифа вокруг оси I , это значит, что главные сечения оптической индикатрисы, проходящей через оси N_g , N_p и N_m , расположены косо к колебаниям поляризованного света. Чтобы добиться стабильной темноты зерна, необходимо наклонить шлиф вокруг оси H в ту или другую сторону и, вращая его вокруг оси I , проверить сохранность этого погасания зерна. Если поворотом вокруг H этого достигнуть не удалось, то слегка поворачивают шлиф вокруг оси N (выбрав то положение, когда оно было светлее всего) и гасят зерно. После этого вновь вращают шлиф вокруг оси I , проверяя сохранность погасания; не добившись этого, вновь путем нового небольшого наклона шлифа вокруг оси H гасят зерно и вновь проверяют сохранность погасания, вращая шлиф вокруг оси I и наблюдая за изменением интерференционной окраски, т. е. добиваясь устойчивого погасания зерна — работая осями в строгой последовательности: $N-I-H-I-N-I-H-I$ и т. д. (столик все время находится в исходном положении).

Добившись этого, поворачиваем столик микроскопа на 45° и проверяем, не является ли это сечение плоскостью оптических осей $N_g N_p$, наклоняя шлиф вокруг оси I и следя при этом за изменением интерференционной окраски, т. е. делаем это так, как описано в пункте 1, так как этими действиями мы привели общий случай ориентировки к частному. Если оказалось, что в этом сечении расположены оптические оси $N_g N_p$ (положение которых для нашей задачи измерять нет надобности, как и угол $2V$, если он не нужен для диагностики минерала), нам остается лишь записать показания осей N и H с показом скобкой, по какой дужке (правой или левой) взят замер по H ; в графе по оси I делаем прочерк.

Если в рассмотренном сечении вместо выхода одной или двух оптических осей наблюдалось повышение интерференционной окраски при наклоне шлифа вокруг оси I в обе стороны, то, возвращая столик в исходное положение, поворачиваем шлиф на 90° вокруг оси N до нового, второго, погасания и, наклоняя его в обе стороны вокруг оси I , проверяем сохранность погасания этого зерна. В общем случае оно не должно сохраняться. Для того чтобы добиться сохранности погасания, действуем точно так же, как это изложено в первой половине данного пункта. Следует лишь помнить, что увлекшись поворотами вокруг оси N , при поправках, вносимых каждый раз по указанной схеме работы $N-I-H-I-N-I-H-I-N$, как бы не оказался шлиф в том же сечении, которое только что проверялось на наличие осей $N_g N_p$, что в конце концов должно всплыть перед удивленным исследователем.

Нетрудно заметить, что в замерах положения плоскости оптических осей двухосных минералов описанные действия требуют лишь больше времени, чем замеры спайности, например биотита, не отличаясь от них в принципе.

В заключение необходимо сказать, что после обработки каждого шлифа его необходимо снять с федоровского столика и промыть спиртом, растворяющим глицерин и сохраняющим шлиф от порчи (загрязнения).

Точность и скорость измерений на федоровском столике зависит от аккуратности в подготовке материала, особенностей изучаемых минералов и их крупности, а также сложности (кропотливости) самих замеров. Менее точны определения ориентировки очень мелких зерен (оптимальны 0,1—0,3 мм). Точнее измерения совершенной спайности слюд, чем плоскостей двойникования карбонатов. Большей точностью обладают замеры оптических осей у минералов с наибольшей силой двупреломления потому, что небольшие отклонения от оптической оси ведут к заметному изменению интерференционной окраски, причем у них более точно устанавливается ориентировка оптической оси с осью *I* федоровского столика, чем с осью микроскопа. Скорость и точность работы зависят также от опыта. Так, например, в среднезернистых породах вполне возможно за час сделать 30—50 замеров оптических осей кварца, 25—40 кальцита и около 80—100 плоскостей спайности слюды, чуть меньше — плоскостей двойникования плагиоклазов, а швов кальцита и доломита — 30—50 измерений. Наиболее длительны и менее точны замеры ориентировки плоскостей оптических осей двухосных минералов (оливина и др.). Поскольку наиболее распространенными являются такие минералы, как кварц, слюды, полевые шпаты, которые не требуют много времени на измерения, эта методика не должна отпугивать (страшить) исследователей.

6. Составление диаграмм ориентировок оптических и кристаллографических элементов минералов

Полученные замеры оптических осей или спайности наносят на стереографическую проекцию верхней полусферы сетки Вульфа (или Шмидта), в которой, как и на федоровском столике, с ее центром совпадает ось *N*, с экватором — ось *I*, а с меридианом — ось *H*. На сетку Вульфа накладывают восковку, соединяя ее с центром сетки иглой (чтобы центр не разбалтывался, приклеивают незначительный кусочек лейкопластыря или бумаги), обводят окружность сетки и делают вверху отметку ее меридиана, а еще выше подписывают то, что отражает эта диаграмма: 1) ориентировку осей или спайности и какого минерала; 2) из какой породы и № образца; 3) направление срезанной пластинки шлифа (по падению или простиранию и перпендикулярно ли слоистости, сланцеватости, а также с какого бока сделан срез — левого, правого, торцевого, переднего); 4) изображают стрелку этой ориентировки, как указано на шлифе, с записью (для себя) того, как установлен шлиф на федоровском столике; 5) в самом конце работы записывают число

измерений. После этого приступают к нанесению замеров на диаграмму (под диктовку — это быстрее).

По периферии окружности сетки Вульфа (см. прилож. 1) имеются две серии делений: ближайшая по периферии круга для нанесения данных замеров по оси N федоровского столика и дальняя — азимутов простираций (слоистости, сланцеватости, трещин и т. д.). Отсчеты по оси I будут располагаться на меридиональном диаметре сетки, а отсчеты углов наклонов вокруг оси H наносятся на экваториальный диаметр сетки. Причем замеры по осям N и H даны на сетке в зеркальном отражении по сравнению со столиком Федорова, что и определяет способ нанесения данных на верхнюю полусферу. Так, например, показания по левой дужке откладываются справа от оси экватора, а правой — наоборот. Нетрудно догадаться, что это позволяет верно и автоматически изобразить положение оптических осей, тогда как фактически велись замеры их оптических экваторов.

При нанесении замеров оптических осей: 1) поворачиваем восковку вокруг центра сетки, совмещая штрих на восковке с градусными делениями по периферии сетки в соответствии с замером по оси N ; 2) на меридиональном диаметре сетки ставим точку выхода оптической оси в соответствии с отсчетами по оси I .

При замерах оптического экватора: 1) поворачиваем восковку вокруг центра сетки, совмещая штрих восковки с градусными делениями на периферии сетки в соответствии с отсчетами по N ; 2) на экваториальном диаметре сетки ставим точку выхода оптической оси в зависимости от того, по какой дужке замерен наклон шлифа: если по левой — точку ставим справа от центра, а если по правой, то наоборот.

При нанесении нормалей (перпендикуляров) к плоскостям спайности действуют так: 1) как и прежде вращаем восковку вокруг центра сетки до совмещения ее штриха с градусными делениями, соответствующими отсчетам по оси N ; 2) на меридиональном диаметре сетки в соответствии с отсчетами по оси I ставим точку выхода нормали, как бы протыкающей верхнюю полусферу, изображенную в проекции Вульфа (или Шмидта, если первой нет).

Нетрудно заметить, что при нанесении оптических осей мы как бы повторяем конечную часть операций поворота шлифа вокруг трех осей столика N , H , I , а при нанесении нормалей к плоскостям спайности или двойникования кристаллов — вокруг осей N и I . Если измерялась спайность биотита, а в некоторых зернах выход оптической оси, то все эти данные наносят на одну диаграмму, так как нормаль к спайности и выход оптической оси совпадают. Наносят то и другое так, как это описано выше.

При нанесении нормалей к плоскостям оптических осей двухосных минералов (оливина и других), в соответствии с особенностями их измерений, производим следующие операции: поворачиваем восковку вокруг центра, исходя из замеров по оси N , а затем по широтному диаметру сетки отсчитываем число градусов влево или вправо в соответствии с показаниями замеров по оси H и ставим точку, отражающую положение нормали к плоскости $N_g N_p$ или, что то же, — оси N_m .

При работе с карбонатами ориентировку оптических осей наносят на одну диаграмму, а спайности — на другую (сопоставляя их после обработки). Только для определения линии скольжения для пар зерен замеряют оптические оси двойников (основного зерна и двойника в нем), а также плоскости двойникования, и составляют частные диаграммы, где должны быть одним знаком отмечены точка выхода оптической оси основного зерна и другим — нормаль к спайности двойника и его оптическая ось. На ней же рисуется стрелка этого движения в ту сторону от двойника к оптической оси основного зерна кальцита, где угол между ними острый, и в противоположную сторону направлена стрелка смещения (движения) в доломите (т. е. стрелка рисуется в сторону тупого угла между ними). Если на ту же диаграмму наносятся новые пары двойников, то их изображения должны быть отличимыми от первых (либо все они должны иметь одинаковые номера пар), чтобы не запутаться в этом лабиринте точек и стрелок. Как уже отмечалось ранее, полные диаграммы осей и спайности карбонатов составляются раздельно.

Дальнейшая обработка диаграммы состоит в подсчете числа точек, приходящихся на круглое окно палетки Пронина (заштрихованные кружки — отверстия для записей числа точек), равное 1 % площади проекции полусферы на сетке Вульфа (см. прилож. 2). Для этой цели поверх восковки с точками осей или нормалей к спайности накладывают чистую восковку, скрепляют с первой, обводят окружность полусферы и ставят тот же штрих наверху (меридиане) и делают все те же надписи в заголовке, которые были на точечной диаграмме. Накладывают эти скрепленные восковки на сетку Вульфа, совмещая центры и штрих с верхней частью меридиана сетки, сохраняя это положение до конца расчетов. Поверх них накладывают палетку Пронина, скрепляя ее с этой системой в центре штифтом (булавкой), ставят палетку Пронина на выбранную начальную отметку (например, положения штриха на восковке, что отмечен на меридиональной оси) и во всех кружках, расположенных в одну линию, считают точки, записывают их число у центра кружка (точку этого центра и цифру ставят карандашом на чистой восковке, положенной сверху на точечную диаграмму). Далее поворачивают палетку на 10° и продолжают подсчет точек в тех кружках, которые требуют этого (они отмечены на палетке), т. е. действуют совершенно так же, как рассчитывается диаграмма трещиноватости пород, а плотность ее точек изображается в виде изолиний (см. с. 235): штриховка между изолиниями делается с возрастающей частотой (вплоть до заливки тушью), отражая увеличивающуюся плотность точек на диаграмме. Последняя и фигурирует при дальнейшем сопоставлении с другими диаграммами и при интерпретации полученной ориентировки.

7. Поворот и сложение диаграмм

Необходимость сложения диаграмм ориентировки оптических осей иногда возникает из желания сократить число сходных диаграмм, а сводную сделать более представительной. Это сложение будет законным, если ориентированные шлифы, соответствующие каждой частной диаграмме, были срезаны из одинаково ориентированных к объекту

исследования образцов, характеризуют одну и ту же структуру и имеют весьма близкую пространственную ориентировку. В таком простейшем случае на одну диаграмму наносят все замеры частных диаграмм. Это можно сделать, перекопировав их точки на светостоле на одну восковку (или добавить число точек к одной из них) и сложив результаты подсчета числа точек, тяготеющих к одним и тем же центрам этих диаграмм; затем проводят новые изолинии плотностей.

Совершенно невозможно обойтись без сложения диаграмм, характеризующих ориентировку плоскостей спайности и двойникования кристаллов. Как было показано нами выше, только замеры спайности и двойникования в двух взаимно перпендикулярных ориентированных шлифах позволяют определить их пространственную ориентировку. В этом случае сложение результатов замеров требует поворота одной из диаграмм. То же самое потребуется в том случае, когда окажется необходимым сравнить диаграммы разных ориентированных образцов или разных их срезов, устанавливая черты сходства и их различия или решая коренной вопрос — существует ли вообще какая-либо устойчивая, закономерная ориентировка минералов в изучаемой породе?

Поскольку такая операция имеет много «подводных камней» и ведет к ошибкам, разберем этот вопрос подробнее. Читателям этого раздела для более легкого уяснения рекомендуем промоделировать сказанное ниже на шарике из пластилина, разделенном на сектора и изображающем сферическую поверхность проекции, и булавке (которая протыкает этот шар в указанных направлениях, проходящих всегда через центр этого шара). Булавка здесь имитирует (заменяет) оптическую ось или нормаль к плоскости спайности и двойникования. Булавка, пройдя через центр шара из одного его сегмента в другой, позволит наглядно показать то, что мы увидим на полусферах и на их проекциях (т. е. сетках Вульфа или Шмидта).

На рис. 19 в качестве примера показано положение четырех центров максимумов в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа так, как

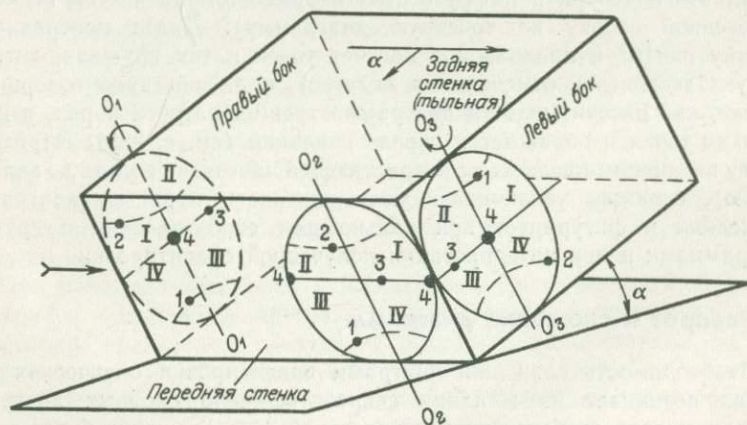


Рис. 19. Пример ориентировки центров максимумов на различных сторонах ориентированного образца

они выглядели бы на правом и левом боковых срезах ориентированного образца, расположенных перпендикулярно к линии простирания, и к плоскости, по которой он ориентирован, и переднем срезе, перпендикулярном к той же плоскости, но параллельном линии ее простирания. Индексация сторон дана так же, как определяется правый и левый берег реки, т. е. глядя вниз по направлению ее течения (в нашем случае — глядя в сторону линии падения образца). Во избежание недоразумения или недопонимания, заметим, что номера квадрантов показаны в общепринятой в математике системе, имея при этом в виду, что каждая отдельно рассматриваемая сторона образца обращена к нам; это же положение действует и в отношении полусфер, о чем подробнее сказано ниже.

На рис. 19 видно, что центр максимума 1 в проекции на верхнюю полусферу на правом боковом срезе будет располагаться в IV квадранте окружности сетки (отражая наклонное положение осей этого максимума 1 снизу вверх к плоскости правого бокового среза). На левой стороне максимум 1 будет проектироваться на верхнюю полусферу сетки Вульфа в I квадранте. Аналогично изменится положение максимума 2. На проекции правого бокового среза он находится в I квадранте вблизи окружности сетки, а на такой же проекции левого бока он располагается в IV квадранте.

Не изменится лишь положение четвертого максимума, занимающего центр проекции на обоих боках, ибо его ось перпендикулярна этим бокам. Нетрудно заметить, что рассмотренное положение центров максимумов диаграмм обоих боковых срезов является результатом того, что при взгляде со стороны правой стенки (как показывает стрелка) проекция тех же осей, выходящих со стороны левого бокового среза, будет уже проекцией не на верхнюю, а на нижнюю полусферу, т. е. вторую, противоположную половину шаровой поверхности. Тот же эффект будет, если мы будем смотреть с левой стороны образца на диаграмму правого его среза. В этом случае проекция тех же точек правого ее бока будет нам представляться как их проекция на нижнюю полусферу, т. е. картина будет обратная первой. С этим связана и индексация квадрантов правого бокового среза, которая сделана исходя из принятого для каждого построения взгляда на плоскость с той же правой стороны. На это мы указываем здесь потому, чтобы не показалась ошибочной изображенная на рис. 19 нумерация этих квадрантов.

Из всего сказанного вытекает важный вывод: чтобы сравнивать диаграммы ориентированных образцов, срезы которых сделаны с противоположных боковых или торцевых сторон, следует одну из диаграмм повернуть вокруг центра на 180° . С помощью такого поворота обе проекции будут одинаково ориентированы при взгляде на них с той стороны, диаграмма которой осталась неповернутой.

Отсюда вытекает и второй вывод: чтобы проекцию точек на верхнюю полусферу превратить в проекцию тех же точек (и их максимумов) на нижнюю полусферу (или наоборот), достаточно одну из диаграмм повернуть на 180° вокруг ее центра. Имея в виду сказанное нетрудно заме-

тить, что дальнейшими действиями для сравнения или сложения диаграмм будет поворот на 90° боковых срезов в положение торцевых (или наоборот) вокруг меридиональных осей этих диаграмм. Поворот этих диаграмм следует делать в том направлении, чтобы лицевые их стороны были перед взором исследователя.

1. Для сложения (или сравнения) боковых или торцевых диаграмм, выбрав одну из них за основу, вторую поворачиваем вокруг центра на 180° и после этого ведем сложение цифр точек, пришедшихся на одинаково расположенные центры их подсчета 1% кружками сетки Вульфа или Шмидта, и изображаем новые изолинии равных плотностей этих точек частных замеров. При желании на одну восковку могут быть скопированы сами точки частных замеров, а затем рассчитаны проценты их плотности.

2. При сложении (или сравнении) правой боковой диаграммой передней стенки (или тыльной и торцевой) с левой боковой производят только поворот одной из них на 90° в то положение, когда обе лицевые их стороны оказываются перед взором исследователя. Если складываются (или сравниваются) передняя торцевая с левой боковой или тыльная торцевая с правой боковой, то одна из диаграмм (складываемая) прежде всего должна быть повернута на 180° вокруг центра, а затем на 90° вокруг меридиональной оси.

3. При повороте слагаемой диаграммы вокруг меридиональной оси на 90° (так, как это показано стрелками на осях поворота O_1 и O_3 на рис. 19) смещение центров максимумов или конкретных замеров оптических элементов кристаллов надо вести по широтным дугам сеток (Вульфа или Шмидта) в противоположную сторону показаниям стрелок поворота диаграмм. Это вытекает из того, что оптические оси или нормали к спайности имеют в породе фиксированное стабильное положение, а вращаем мы сферическую проекцию, на которой по мере ее поворота оси оставляют свои следы в виде точек, также последовательно (относительно сферы) перемещающихся в противоположном направлении. Оптические оси или нормали подобно лучу света прожектора, стоящего стабильно в центре этой сферы, скользят по ее поверхности по мере поворота сферы в направлении, противоположном ее вращению.

Так подробно мы излагаем это потому, чтобы каждый осознанно подходил к производимым операциям. Нам представляется, что большинство ошибок и ложных закономерностей, установленных при выявлении многочисленных типов ориентировок, связано с отсутствием должного учета только что отмеченных в этом разделе сложностей сравнения и сложения диаграмм при обобщении материалов, а также с появлением ложных максимумов на диаграммах в области от 45° до $50-53^\circ$, т. е. на пределе возможностей наклона шлифа вокруг осей H и I федоровского столика, когда ложные погасания зерен принимаются за истинные что мы подробно рассмотрели выше.

К сказанному необходимо добавить практические рекомендации и приемы. При сложении взаимно перпендикулярных диаграмм оптических осей, спайности, двойникования надо выбирать за основу ту, которая встречается чаще (обычно диаграммы боковых срезов). Это дает более широкие возможности для сравнения и анализа данных.

Если сравниваются диаграммы ориентировки оптических осей (не требующих дополнительных диаграмм, перпендикулярных срезов) как необходимо для двойников и спайности (исключая слюды), то для определения наличия закономерной ориентировки и ее устойчивости в образцах, где срезы были сделаны с боковых и торцевых сторон, достаточно проверить сходимость положения максимумов. Когда без сложения диаграмм не обойтись, то перед нами стоит выбор — вести ли скрупулезное нанесение всех замеров слагаемой диаграммы с их поворотом или произвести поворот центров, к которым тяготеет то или иное число подсчитанных точек слагаемой диаграммы, и суммировать их с результатами такого же подсчета основной (не поворачиваемой) черновой диаграммы. Эти черновые диаграммы с цифровыми расчетами точек, приходящихся на 1 % площади, подсчитанные с помощью сетки Пронина (на сетке Вульфа) или по одинаковым кружкам (по сетке Шмидта), должны сохраняться. Мы рекомендуем второй, более быстрый путь. Суть самих поворотов одинакова. Для этой цели с черновой расчетной диаграммы простым карандашом копируют на восковку ее окружность, ставят штрихи, фиксирующие положение меридиональной оси (с отметками верха и низа диаграммы), и центры с числами тяготеющих к ним точек. После этого, в соответствии со сказанным выше, определяют, нужен ли поворот складываемой диаграммы на 180° вокруг ее центра. Если нужен, то его делают, отмечая, где теперь ее настоящий верх и низ, и накладывают на сетку Вульфа (или Шмидта, если остальные диаграммы делались на ней). Далее совмещают указанные выше штрихи с меридианом сетки и ее центром, т. е. приводят диаграмму в истинное положение, которое должно сохраняться неизменным до конца поворотов всех точек. Беря теперь первый центр с какого-либо края диаграммы (на полюсе он останется там же), определяют его положение на широтной дуге сетки и по ней отсчитывают 90° в сторону, куда следует смещать эти центры (т. е., если для поворота этой диаграммы лицевой стороной к исследователю нужно ее вращать по часовой стрелке, то смещение точек на 90° надо вести в противоположном направлении слева направо по установленной широте), где ставят тушью или шариковой ручкой этот центр и пишут ту же цифру при нем, а карандашную (перемещаемую) стирают. Если при отсчете по широтной дуге в требуемом направлении не достаёт 90° , то недостающее число градусов отсчитывают от диаметрально противоположного края сетки по такой же широте, как это показано на рис. 20 (точка 2), поскольку поворот точки 2 по той широте, где она стоит, уводит ее за край сетки на нижнюю полусферу; все же наши проекции делаются на верхнюю полусферу. Так поступают с каждым центром (с числом точек при нем), пока не будет стерт последний центр, нанесенный карандашом. Затем накладывают полученную цифровую диаграмму на такую же черновую (основную) цифровую диаграмму, с которой складывается эта (совмещая верх с верхом и меридиан с меридианом), и другим (цветным) карандашом на только что сделанной (повернутой) диаграмме суммируют цифры у совпадающих центров и записывают их (зачеркивая прежние). Закончив такой подсчет, исходя из этих цифр и общей суммы замеров частных (складываемых) диаграмм, рисуют

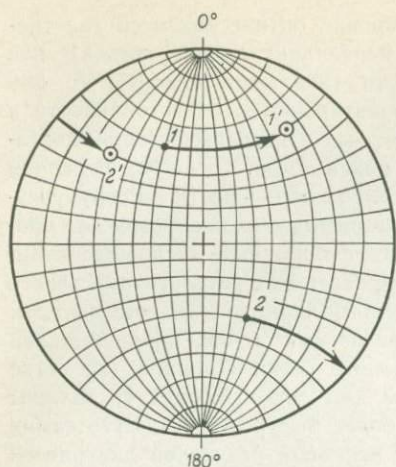


Рис. 20. Поворот точек с помощью стереографической сетки Вульфа

той же площади шлифа, где выбора. Отсюда следует, что за основу этой меры следует брать число замеров с равновеликих площадей (но вполне достаточных для статистики, хотя бы в одной диаграмме), и оно может быть не одинаковым в этих двух шлифах, но дающих более истинные соотношения плотностей различных максимумов на одной диаграмме.

Если по какой-либо причине необходимо сложить с основной диаграммой вторую точечную, то проще всего на восковку (на первую, основную, точечную диаграмму) заново нанести каждый замер оси или нормали к спайности так, как это было показано нами ранее. При этом, нанеся первый такой замер, его ставят простым карандашом и тут же возвращают восковку в исходное положение, т. е. ее штрих совмещают с нулевым значением сетки Вульфа (меридианом этой сетки). Затем, только что нанесенную точку по широтной дуге, на которой она стоит, смещают на 90° , как было сказано выше, и закрепляют это новое положение точки тушью или шариковой ручкой, стирая первичное, карандашное ее изображение. В дальнейшем такую точечную диаграмму рассчитывают изложенным ранее путем.

8. Некоторые задачи, решаемые с помощью микроструктурного анализа

В первой методической части нами были перечислены задачи, которые нельзя решить без применения микроструктуры анализа, другие требовали его поддержки для увеличения достоверности выводов. В микроструктурном анализе осуществлено сочетание геолого-структурного подхода к геологическим проблемам и тонких петрографических исследований, в результате чего возник единственный на сегодня метод, который

горизонталь с равной плотностью точек. Такая сводная диаграмма дает полное объемное, объективное представление о пространственном положении измеренных кристаллографических элементов минерала в данной породе. Встает вопрос — должны ли складываемые диаграммы иметь равное число замеров или нет? Не вдаваясь в суть, чисто формально, кажется, что должны. Анализируя опыт замеров спайности биотита, где не требуется иметь второй, перпендикулярный шлиф, так как замер оптической оси аналогичен наносимой на диаграмму нормали к спайности, видим, что число замеров оптических осей не равно числу прямых замеров спайности в пределах одной и

замерялись все его зерна без

выбора. Отсюда следует, что за основу этой меры следует брать число замеров с равновеликих площадей (но вполне достаточных для статистики, хотя бы в одной диаграмме), и оно может быть не одинаковым в этих двух шлифах, но дающих более истинные соотношения плотностей различных максимумов на одной диаграмме.

8. Некоторые задачи, решаемые с помощью микроструктурного анализа

В первой методической части нами были перечислены задачи, которые нельзя решить без применения микроструктуры анализа, другие требовали его поддержки для увеличения достоверности выводов. В микроструктурном анализе осуществлено сочетание геолого-структурного подхода к геологическим проблемам и тонких петрографических исследований, в результате чего возник единственный на сегодня метод, который

позволяет выявить — существует ли закономерная, устойчивая ориентировка минералов в породах (и каких из них) и какова архитектура этой ориентировки и ее симметрия относительно видимых макроструктур — слоистости, разломов, элементов складчатых форм и т. д. Без знания различных типов ориентировки и что они отражают в геологических объектах были бы беспредметными многие рассуждения о механизме образования и генезисе складчатости, сланцеватости, характере различного рода метаморфических и метасоматических преобразований структур пород, унаследованности прежних ориентировок в существовавших первичных породах и т. д. и, в конечном счете, создание достоверной истории геологического развития региона и конкретного объекта. Некоторой иллюстрацией к сказанному являются помещенные ниже примеры.

При наблюдении сложных складчатых структур в метаморфической серии кристаллических сланцев, в которых, например, имеются кварцевые сравнительно короткие уплощенные линзообразные образования, залегающие согласно в этой серии, повторяющие часть складчатого узора ее структуры, возникает вопрос — участвовал ли кварц в процессе этой складчатости или нет? По одному виду в поле решить эту задачу нельзя. Вместе с тем, если кварц участвовал в складчатости, то он должен обладать такой же оптической ориентировкой, как и породообразующий кварц сланцев, расположенных рядом, и иметь одинаковую симметрию по отношению к элементам складки (ее оси, осевой плоскости или крыльям). Если это была складчатость изгиба со скольжением, то обычно ось складки является и осью «*b*» *B*-тектонита, возникающего при такой деформации. Если это складка скальвания, то независимо от того, где взят шлиф, срезанный перпендикулярно к оси складки (в ее замке, на крыльях разного наклона к горизонту), диаграммы ориентировки оптических осей в характеризующих породах будут *S*-тектонитами, отражающими положение многочисленных тонких параллельных плоскостей скальвания или сланцеватости, по которым перемещались микропластинки породы, создавая складку скальвания.

В том случае, когда кварц в подобном образовании не несет никаких следов деформаций, и на диаграмме его оптические оси расположены беспорядочно, в то время как кварц кристаллических сланцев имеет четкую ориентировку *S*- или *B*-тектонита это значит, что он появился после складчатости, заместив какой-либо пропласток породы или выполнив извилистую приоткрытую полость.

Вместе с решением этой задачи удается выяснить относительный возраст, механизм складчатых деформаций и генетический тип складок. Все это не могло быть установлено без применения микроструктурного анализа. Следует лишь заметить, что при образовании складки скольжения с изгибом не обязательно будут возникать *B*-тектониты, а ее могут характеризовать и *S*-тектониты сплющивания, когда вместо вращения (качения) зерен перпендикулярно к оси «*b*» возникают две плоскости скальвания, симметричные относительно слоистости и расположенные к ней под углом около 45° , т. е. возникает более упорядоченная структура. На то, что качение имеет место в процессе деформации и формирования породы, указывают не раз описанные в лите-

ратуре примеры с ростом кристаллов граната, в которых наблюдаются захваченные им зерна кварца, слюды, а также пылеватые частицы, образующие спиральный виток, свидетельствующий о качении зерна граната в процессе роста, и позволяющие даже посчитать число его оборотов вокруг оси «b».

В методической части упоминался пример S-тектонита из зеркала скольжения с бороздами (и задирами) на кварце, где оптические оси кварца строго совпадали с положением борозд на тектоническом зеркале. Этот простой случай мог быть решен и без микроструктурного анализа. Однако при гладких зеркалах или серии плоскостей расщепления пород положение линии скольжения определить трудно, как и в тех случаях, когда на плоскости нарушения наблюдается серия разноориентированных штрихов и борозд, указывающих на многочисленность и разнонаправленность подвижек, но какая из них была существенной и создала ярко выраженную ориентировку (или их была не одна, а несколько), без микроструктурного анализа определить нельзя.

Прочностные свойства пород определяются не только минеральным составом, размерами кристаллов и другими их особенностями, но и ориентировкой этих минералов в породах, которая выявляется с помощью микроструктурного анализа. Степень ориентированности минералов будет определять отличия в прочностных свойствах пород в разных их направлениях. Эти отличия иногда составляют 50 %, что весьма важно знать, ведя добычу этих пород и строительство объектов из них.

Характер ориентировки минералов и степень ее совершенства будут весьма существенно влиять на скорости прохождения сейсмических волн в разных направлениях в таких породах. Иногда они различаются на единицу и, поскольку по скоростям часто судят о составе и других особенностях зондируемых пород при геофизических исследованиях, это следует иметь в виду.

Микроструктурный анализ применялся при решении сложных многоаспектных проблем стратиграфии, магматизма и тектоники, тесно связанных с положением розовых и серых гнейсов в общей структуре Рудных гор. Последние были предметом бурной дискуссии в 20—30 годах нашего столетия и вновь оживленно обсуждались в 60—70 годы. Для того чтобы вычленил или выделить то, что внес микроструктурный анализ в многосторонние исследования этих проблем, мы не можем обойтись без самого краткого изложения основ геологии этого региона, прежде чем перечислить конкретные вопросы, решенные с его помощью. Поэтому вначале дадим наиболее представительный стратиграфический разрез Рудных гор, особенно не вдаваясь в фациальные различия и существующие сопоставления местных стратиграфических схем.

Наиболее глубокие части разреза (выделяемые под общим названием — молданубикум) видны в северо-восточной половине Рудных гор, где они представлены кристаллическими сланцами и гнейсами с кварцитовидными конгломератами около 500 м мощности (клинковецкая свита Чехословакии), на которых согласно залегает монотонная яхимовская толща биотитовых гнейсов и слюдяных сланцев с кварцитами в основании (200—270 м), сменяющаяся сланцами с графитом, прослоями метаграувакк, метаконгломератов, амфиболитов и мраморов со

скарнами (250—300 м), относящихся к альгонку (эокембрию). Т. Лосерт [43] и В. Сквор [46] отмечают отсутствие несогласий между альгонком и подстилающим его молданубикумом и отрицают ассинтский орогенез и складчатость на всей территории Рудных гор, гор Фихтель и Крушны. На альгонке согласно лежит 400-метровая толща кварц-мусковитовых сланцев с линзами кварцитов, диабазов и мраморов, по которым образуется внешнее кольцо скарнов. Лежащая выше слюдястая серия мощностью около 600—700 м со значительным количеством графитистого материала постепенно переходит в филлитовую серию. Филлитовая серия с редкими горизонтами и линзами кварцитов может быть сопоставлена с разрезом Тюрингии, где содержится редкая фауна ордовика. В Рудных горах она достигает около 2 км мощности и сменяется выше филлитами, в которых заметную, а затем решающую роль играют хлорит-серпичитовые и альбит-хлоритовые сланцы по диабазам и мандельштейнам, серебристо-серые и темно-серые (в том числе, кровельные) сланцы углисто-кремнистые и углисто-глинистые, иногда с венлокскими граптолитами (600—800 м мощности). Отмеченные толщи филлитов ордовика и силура слагают синклинальную складку, разделяющую антиклинали Рудных и Гранулитовых гор, имеющих северо-восточное простирание и падение крыльев до 65—70°. По данным К. Питча [44], в кремнистых сланцах и роговиках восточной части Саксонии, ранее относимых к единой толще нижнего палеозоя, обнаружены конодонты, указывающие на позднедевонский их возраст, а их гальки обнаружены в верхах разреза нижнего карбона (C₁), что снимает вопрос о предпозднедевонской фазе складчатости. Именно с раннего девона начинается орогенный этап развития, фиксируемый развитием типичных моласс с фауной визе—намюра, залегающих с угловым несогласием на указанных отложениях. В них есть галька подстилающих метаморфизованных пород, сцементированных рыхлым песчано-глинистым материалом. На последних залегают толща мелафиров и сланцеватых глин с прослоями углей, а затем 400-метровая толща «гранитных» конгломератов, сланцеватых глин и промышленных углей с вестфальской флорой. Накоплению моласс предшествовала главная судетская (по Г. Штилле) фаза складчатости. Эти отложения, в свою очередь, смяты в пологие складки и прорваны рудногорскими гранитами. На них с угловым несогласием почти горизонтально залегают красноцветы нижней перми (нижний красный лежень) с мелафирами, кварцевыми порфирами и пестрыми песчаниками (около 600 м), которые рвутся горскими гранитами (типа Гайера, Цинвальда и Садисдорфа) и кварцевыми порфирами Теплица. С ними связывают все рудные образования (Sn, W, Bi, Co, Pb, Zn, Fe и др.). Со слабым несогласием на нижнепермскую молассу, с базальными конгломератами в основании, ложится верхний красный лежень — красноцветные песчаники и конгломераты, достигающие 300 м. Они завершают орогенный период и с конца поздней перми начинается платформенное развитие этой территории.

Эту общую стройную картину стратиграфической последовательности и тектонического строения и развития нарушает положение гнейсов.

В согласии с приведенной колонкой гнейсы и кристаллические сланцы занимают низы разреза и соответствуют кембрию и ближе неопреде-

лимому докембрию. Поэтому обнаружение гнейсов в любом месте уже сточает условия решения задачи о их структурном положении, исходя из неизбежности указанного возраста. Нередко наблюдаемая постепенность увеличения степени метаморфизма от филлитов к кристаллическим сланцам и гнейсам (как результата метаморфизма давления нагрузки вышележащих толщ, по Г. Винклеру) выдвигается в качестве веского довода в пользу такого представления. Однако смуту в эти взгляды вносит прежде всего положение серых и розовых гнейсов района Франкенберга, «перегораживающих» синклиналь, разделяющую антиклинальные структуры Рудных и Гранулитовых гор. Причем, в эту «перегородку» утыкаются ордовикские, силурийские и девонские отложения, так что считать выступ гнейсов антиклинальным перегибом невозможно (и эта мысль была справедливо оставлена). Не были обнаружены и разрывные нарушения, которые могли бы помочь объяснить это их положение. Не было единодушия и в вопросе возраста красных гнейсов (моложе они серых или одновозрастны), как и в вопросе проявления ассинтского орогенеза, с которым связывали появление этих гнейсов. Пытались объяснить положение франкенбергских гнейсов и таких же пород в районе Вильденфельза (неподалеку от северного окончания крупного среднепалеозойского Айбенштокского гранитного массива, показанного на всех геологических картах Европы) «всплыванием» более легкого гнейсового материала, шарьяжами гнейсовых пластин из центральных частей Рудных гор и других мест и т. д. Несостоятельность этих представлений еще в 1935 г. была показана С. Н. Бубновым (в кн. «Геология Европы»), а новые фактические данные, собранные нами и другими исследователями, увеличили противоречия с высказанными выше взглядами. Они не позволяют ставить знак равенства в возрасте между гнейсами, действительно слагающими ядерную часть Рудных гор и другими их выходами, расположенными в разных частях региона. Все эти противоречия заставили нас привлечь микроструктурный анализ (в комплексе с геологическими) к решению таких вопросов, как положение этих гнейсов в регионе и какие процессы участвовали в их создании, характер переходов между ними, а также вмещающими, менее метаморфизованными, породами, степени ориентированности одинаковых минералов в различных гнейсах и вмещающих их породах, а также сравнении этих ориентированных структур с ориентировкой минералов в среднепалеозойских гранитах, для выявления числа деформаций, вызвавших ориентировку минералов в региональных масштабах этой провинции, стратиграфического положения гнейсов и т. д. Следует заметить, что мы не приводим всех диаграмм ориентировки, а лишь типовые, отражающие принципиальные положения, а также характеризующие различия, специфические для разных минералов в одних и тех же породах, в данном случае для кварца и слюд.

При изучении гнейсов почти всеми исследователями отмечались все переходные разности между гнейсами серыми и розовыми (до красноватых) и в ряде мест наблюдалась их частая перемежаемость. Некоторые ученые считали, что цветовые различия связаны с разной пигментацией калиевого шпата окислами железа, с чем согласны и мы; другие полагали, что розовые гнейсы возникли за счет гранитов, а серые —

гранодиоритов, но это не находит петрографического подтверждения, а сами эти разности не занимают строгого положения в стратиграфическом разрезе толщ. Кроме того, не доказано никем, что в докембрии в этом регионе внедрялись ассинтские граниты или гранодиориты и что это ортопороды, в том числе и по форме их залегания в разрезах Рудных гор. То что гнейсы этого региона возникли по осадочным породам признавал и К. Питч [44] и другие геологи.

Кроме отмеченных ранее крупных выходов гнейсов (в районе Франкенберга и в Вильденфельзе), были установлены многочисленные меньшие их выходы в хорошо обнаженных участках среди пород, возраст которых был установлен по фаунистическим находкам как ордовикский, силурийский или был ясен по положению в общем разрезе региона, что уже не позволяло эти гнейсы относить к докембрию. Для иллюстрации этого приведем несколько примеров.

Полевые наблюдения в районе Лаутера (по р. Шварцвассер) в переходной зоне от филлитов к кристаллическим сланцам, возраст которых примерно кембро-ордовикский, в горизонтах наиболее трещиноватых розоватых слюдястых кварцитов мощностью 5—15 м нами наблюдалась их гранитизация, прослеживающаяся на коротких расстояниях (100—150 м). В результате этого процесса на этих интервалах они превращались в розовые гнейсы.

Западнее, в районе Милау (у с. Нечкау), на левом берегу р. Гельч (в толще филлитов с силурийской фауной граптолитов), среди горизонтов альбит-хлоритовых сланцев, образованных по рассланцованным эффузивным диабазам и мандельштейнам, возникли сложные по форме залежи очковых гнейсов (рис. 21, а), которые прослеживаются на десятки метров. Изучение шлифов показало резкие переходы между гнейсами и отмеченными сланцами. Далее по простиранию в сланцах наблюдались овоидные (до 5 см) выделения калиевого шпата, которые геологами принимались иногда за гальки. Структурное положение гнейсов определяется сочленением субширотной ветви разлома (вдоль которой они локализованы), отходящей от крупного северо-западного разлома. Вдоль этого небольшого разлома, идущего вдоль реки (на противоположном ее берегу), кое-где наблюдаются прямые признаки этого нарушения в виде смятости пород и отчетливых зеркал скольжения. Движения по нему отразились на минералах гнейсов (их катаклазе и облачном угасании), что не позволило применить здесь микроструктурный анализ для выявления региональных деформаций, не связанных с разломом.

Гнейсы серого цвета наблюдались в выемке у моста через приток р. Барабах (рис. 21, б) у Герсдорфа (Эльбские сланцевые горы). Они приурочены к послонной зоне рассланцевания мощностью 30—40 см в филлитовых сланцах силура. Простирание зоны 350° падение на запад 60° . Гнейсы местами имеют вид очковых, занимают всю мощность этой зонки и по восстанию резко зигзагообразно выклиниваются, заменяясь перемятыми, милонитизированными, хлоритизированными филлитами. Контакты гнейсов слегка сорваны, а их минералы обладают катаклазом. Ряд мелких выходов со скрытыми контактами, но уже розовых гнейсов, в полосе силурийских и, видимо, девонских сланцев

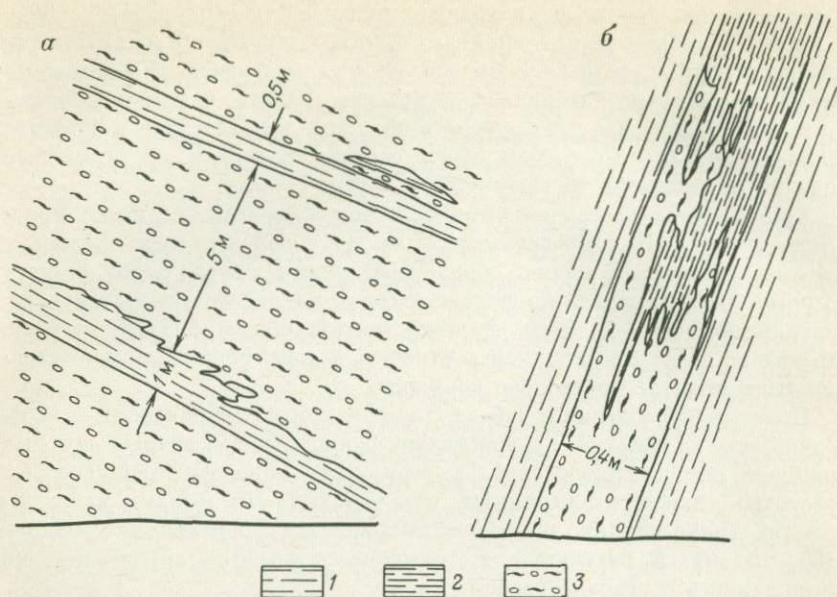


Рис 21. Зарисовки обнажений.

a — на левом берегу р. Гельч (1 — альбит-хлоритовые сланцы, 2 — очковые гнейсы);
b — у Герсдорфа (1 — зона рассланцевания силурийских филлитовых сланцев, 2 — незамещенные реликты сланцев, 3 — серые гнейсы)

этой долины был обнаружен и осмотрен. Все это указывает на наличие гранитизации более проницаемых (нарушенных) участков в породах древнее раннего карбона, что позволяет понять положение указанных массивов и в районе Франкенберга, не считая их докембрийскими.

Поскольку мы задались целью выяснить, была ли одна или больше стадий гранитизации, отбор ориентированных образцов проводился в местах широкого развития этого процесса в бассейне р. Шварцвассер, вдали от разломов, которые могли повлиять на них, наложив отпечаток своих деформаций. Образцы были ориентированы по слоистости или сланцеватости слоистости, а шлифы срезаны с одинаковых боковых сторон образцов. Результаты замеров разных элементов ориентировки минералов нанесены на верхнюю полусферу сетки Вульфа. В результате была выяснена ориентировка оптических осей кварца в слюдистых кварцитах (рис. 22, *a*) и кристаллических сланцах (рис. 22, *b*), а в последнем образце и положение полюсов спайности мусковита (рис. 22, *в*). На рис. 22, *a* видно, что ориентировка кварца выражает самый типичный *S*-тектонит сплющивания, в котором симметрично сланцеватости слоистости расположены две системы максимумов, отражающие равнозначные системы плоскостей трансляции кварца относительно сланцеватости. На диаграмме (см. рис. 22, *b*) перед нами типичный *B*-тектонит с некоторой тенденцией ориентировки типа *S*-тектонита. В этих диаграммах ось *B* находится в центре и совпадает с положением осей складок. Чрезвычайно четкую (и единственную) ориентировку дает мусковит,

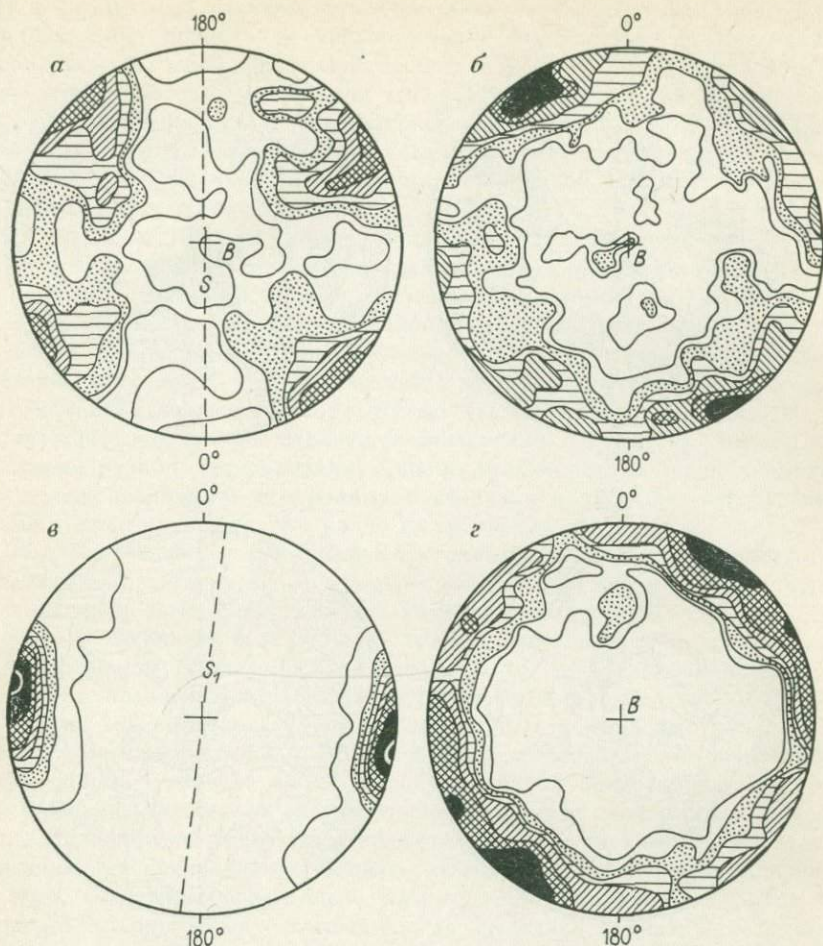


Рис. 22. Ориентировка оптических осей кварца и полюсов спайности слюд. *a* — в породообразующем кварце из слюдяных кварцитов (шлиф 5386а, 150 измерений, плотность 0—0,5—1—2—3—4 < %); *б* — в кварце из серых кристаллических сланцев (шлиф 8150-Д, 250 измерений, плотность 0,5—1—2—3—4—5 < %); *в* — в мусковите из серых кристаллических сланцев (шлиф 8150-Д, 100 измерений, плотность 0—5—10—15—20—30—40 > %); *г* — в кварце из серых гнейсов с прослойками розовых гнейсов (шлиф 8021-А, 200 измерений, плотность 0—0,5—1—2—3—5—8 < %)

образуя *S*-тектонит, фиксирующий сланцеватость слоистости (см. рис. 22, *в*). Очень четкий *B*-тектонит образуют оптические оси кварца в серых гнейсах (см. рис. 22, *г*), а ориентировка нормалей к спайности мусковита в том же образце дает типичный *S*-тектонит, аналогичный рис. 22, *в*, и мы эту диаграмму не помещаем. Он отражает сланцеватость слоистости.

Другой вид имеют диаграммы ориентировки оптических осей кварца в гранитизированных сланцах (рис. 23, *а*) и в розовых гнейсах (рис. 23, *б*),

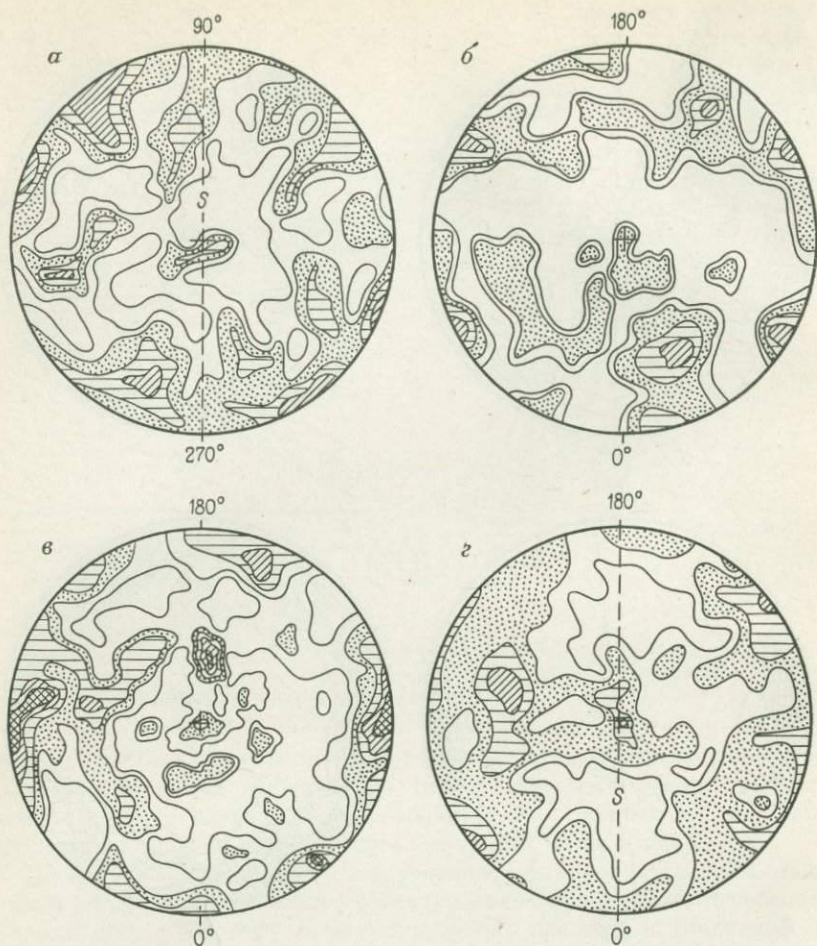


Рис. 23. Ориентировка оптических осей кварца и полюсов спайности слюд. *а* — в кварце из гранитизированного эпидотизированного кристаллического сланца (шлиф К-18-С-а-65, 108 измерений, плотность 0—0,5—1—2—3—4 < %); *б* — в кварце из розового гнейса (шлиф 8150-Н, 56 измерений, плотность 0—0,5—1—2—3 < %); *в* — в мусковите из розовых гнейсов (шлиф 8150-Н, 102 измерения, плотность 0—0,5—2—3—4 < %); *г* — в метаморфическом кварце из слюдяных кварцитов (шлиф 5386а-д), 250 измерений, плотность 0—0,5—1—2—3 < %)

где не видно сколько-нибудь четкой картины и лишь в розовых гнейсах есть слабый намек на S-тектонит сплющивания. Особенно разительно отличается ориентировка новообразованного мусковита в этих же розовых гнейсах из того же образца (рис. 23, *в*), частично отражающая принудительную ориентировку сланцеватости—слоистости и серию не ясно чем определяемой ориентировки других многочисленных максимумов с малой плотностью (отличающейся на порядок от плотности максимумов слюд на рис. 22, *в*). В отношении ориентированных образцов

23, а—в, следует сказать, что они были взяты из таких мест, где гранитизация привела не только к изменению пород, но и создала в приоткрытых участках согласные слоистости линзовидные и жилкообразные породы, которые возникли из этих растворов без помех, не унаследовав структур замещающих пород. Это очень важное обстоятельство следует учитывать, чтобы иметь «стерильные» условия для выявления более поздней ориентировки, которая могла проявиться при постгранитизационных деформациях.

Возвращаясь к рассмотрению ориентировок, заметим, что кроме отмеченных были произведены замеры оптических осей кварца (рис. 23, г) в коротких часто линзовидных, согласных со слоистостью, так называемых жилках метаморфического кварца, расположенных особенно часто в изгибах слоев филлитов и практически отсутствующих в кристаллических сланцах. То, что они связаны с определенной стадией метаморфизма пород подтверждает не только указанное их положение, но и отсутствие каких-либо изменений вмещающих пород на контактах а также рудной минерализации (кроме крайне редких зерен пирита), т. е. они равновесны с породами и возникли в процессе деформаций и метаморфизма пород, что видно из сравнения диаграмм на рис. 22, а и 23, г. На рис. 22, а — типичный S-тектонит сплющивания, а на рис. 23, г аналогичный S-тектонит, но проявленный на фоне более равномерного размещения оптических осей на этой диаграмме, что указывает на менее интенсивную деформацию, тоже синтектоническую, связанную с завершением судетской складчатости. В то же время внедрившиеся несколько позже (в конце судетской фазы) Рудногорские граниты и аналогичные им по возрасту лаузицкие граниты в Эльбских сланцевых горах, в которых к 1968 г. Г. Бером было замерено 12 000 оптических осей кварца, привели его к выводу о слабой ориентировке или ее отсутствии. Аналогичные результаты получены для рудногорских гранитов. Эти последние деформации являются своеобразным рубежом, разделяющим геосинклинальную стадию развития с интенсивной складчатостью, создавшей регионально развитую ориентировку минералов в породах, от орогенных — глыбовых, где последняя проявляется только в разломах и вблизи них. Кроме этого, общегеотектонического вывода следуют и другие.

1. Цвета гнейсов (серых, розовых или красных) не могут быть основой для стратиграфических и генетических построений

2. Серые и розовые гнейсы сформированы в два этапа, различающихся характером деформаций и соответственно типом ориентировок кварца и слюды. В образовании более ранних серых и розовых гнейсов, расположенных в основном в ядре рудногорской антиклинали, участвовал метаморфизм нагрузки, динамометаморфизм, создавший отчетливую ориентировку минералов в процессе складчатости и, видимо, миграция захороненных вод в первичных осадочных породах, выносивших кремнезем из глубоких частей разреза в верхние горизонты где они создавали жилы метаморфического кварца, а более горячие и щелочные растворы, поднимаясь по зонам разломов, могли вести к гранитизации пород с образованием сложных залежей гнейсов, залечивая эти нарушения. Они также участвовали в складчатости, как и все указанные

выше породы. Поздние гнейсы тех же тонов возникли в конце судетской фазы складчатости, когда образовывались и рудногорские граниты (300—310 млн. лет). Они располагались в самых различных частях региона, но в породах не выше девонского, обычно образуя сравнительно небольшие тела сложной формы, приурочиваясь к зонам смятия и разломам. Эти гнейсы не несут следов сколько-нибудь закономерной ориентировки кварца и слюд, как и рудногорские граниты.

3. Отсутствие несогласий в разрезе толщ от докембрия (молданубикума) до девона включительно и сходство ориентировок одинаковых минералов в породах, участвовавших в складчатости, позволяет выделять только одну фазу деформаций — судетскую и отрицать ассинтскую складчатость, не нашедшую какого-либо отражения в структурах пород.

Другим примером, где применялся микроструктурный анализ для решения многоплановой задачи по выявлению этапов деформаций и их особенностей, является Джидинское месторождение (Забайкалье), изученное И. П. Кушнаревым.

Район рудного поля этого месторождения сложен мощными нижнекембрийскими геосинклинальными зеленокаменно-измененными эффузивно-осадочными отложениями (мраморизованными известняками, основными эффузивами, их пирокластами, глинистыми, песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами и другими породами), смятыми в складки меридионального простирания, с крутыми углами падения (75—85°) их крыльев. Здесь наблюдаются две антиклинальные складки с разделяющей их синклиналью. Они возникли в период геосинклинальной каледонской складчатости, сопровождаясь внедрением крупных массивов кварцевых диоритов, занимающих ядро Западной антиклинали. Эту эпоху диастрофизма фиксирует наличие за пределами этого района фаунистически охарактеризованных палеозойских осадочных и эффузивно-осадочных пород, залегающих несогласно и обладающих брахискладчатой структурой или лежащих почти горизонтально. В мезозойский (Тихоокеанский) период активизации этого орогена возникла многочисленная серия субширотных сопряженных разломов, падающих на юг и очень редко на север под углами 45—60°, в которые внедрились юрские дайки бостонитов, сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов (I фаза), вслед за которыми произошло внедрение массива лейкократовых гранит-порфиров (II фаза) самого молодого, позднеюрского, гуджирского комплекса и сопровождающих их даек того же состава, а также пегматитов, аплит-порфиров, сиенит-порфиров, керсантитов и завершающих эту серию спессартитов, разделяющих проявление молибденовой жильной минерализации от вольфрамовой, занимающей те же структуры и зоны трещиноватости, в которых локализовались штокверковые руды. Массив гранит-порфиров внедрился в крыло Западной антиклинали несколько восточнее контакта кварцевых диоритов. В плане он имеет округлую форму площадью 0,5 км². Этот куполовидный массив сопровождается мощным (500—700 м) контактовым ореолом биотитовых роговиков по эффузивно-осадочным породам, который накладывается на кварцевые диориты и его маломощный контактовый ореол.

Наряду с картированием складок и изучением трещиноватости кембрийских отложений, нами была определена оптическая ориентировка кварца из кварц-хлоритовых сланцев, ориентированный образец которых был взят на значительном расстоянии (1,5—2 км) от массивов интрузивных пород. Изучение шлифа, вырезанного по линии падения перпендикулярной слоистости и совпадающей с ней сланцеватости, показало (рис. 24, а), что это типичный *B*-тектонит, связанный с образованием складки. Кроме того, в плоскости сланцеватости (*S*) породы располагаются два слабо проявленных максимума оптических осей (I и II), которые нельзя связывать с деформацией, приведшей к созданию складки и *B*-тектонита (к их образованию мы еще вернемся).

Такую же диаграмму *B*-тектонита (рис. 24, б) дает кварц из кварцевых диоритов в шлифе, вырезанном в 300 м от контакта перпендикулярно к меридиональной гнейсовидности кварцевых диоритов, т. е. параллельно первому шлифу. Двум слабым максимумам I и II на рис. 24, а соответствуют выступы в I и II поясе *B*-тектонита (см. рис. 24, б). На последнем рисунке ось *b* также горизонтальна и параллельна оси складки. Такое сходство позволяет утверждать, что эти породы испытали одинаковые деформации. Относительно кварцевых диоритов необходимо отметить, что наблюдаемая в них ориентировка полевых шпатов и темноцветных минералов сохраняет свое положение во всех частях массива и на его погружении, т. е. не зависит от положения контактов и формы массива. Тем самым ее нельзя объяснить по Г. Клоусу, связывая эту ориентировку с магматической стадией формирования массива, уже потому, что в таком механизме ориентировке подвергаются лишь минералы в приконтактных частях массива, повторяя их положение. У нас весь массив, включая большие глубины, обладает ориентировкой, фактически совпадающей со сланцеватостью осевой плоскости складки. Иначе говоря, эта ориентировка метаморфическая и ее можно считать сланцеватостью осевой плоскости. Другая альтернатива объяснения — это ее унаследованность от пород осадочных при палингенном

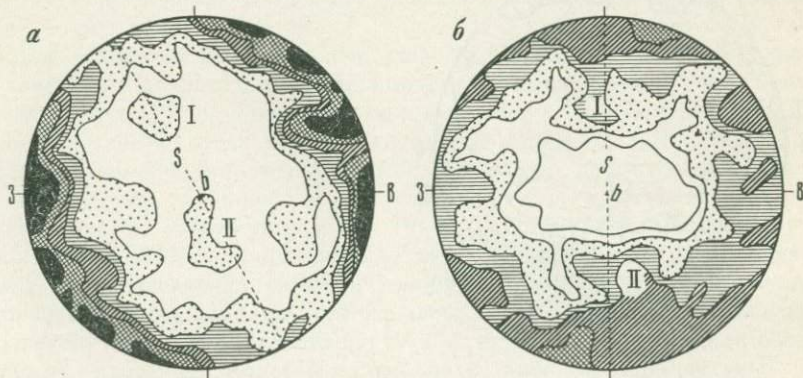


Рис. 24. Ориентировка оптических осей кварца.

а — в кварц-хлоритовом сланце (250 измерений, плотность < 1—2—3—4—5 %, *S*-сланцеватость); б — в кварцевом диорите (250 измерений, плотность < 0,5—1—2—3—4 %, *S*-сланцеватость — гнейсовидность)

образовании кварцевых диоритов. Магматической и метасоматической их природе будет тогда противоречить наличие катаклаза и другие изменения пород, сопровождающие эту ориентировку. Магматической гипотезе будет еще противоречить ориентировка самого кварца, который (согласно ей) не должен ее приобрести, ибо не является минералом пластинчатым или удлинненным и ориентируется по строению, а не по форме зерен.

Рассмотрим теперь трещиноватость эффузивно-осадочных пород, замеренную в 1,5—2 км от контактов интрузивов (рис. 25, а). На этой диаграмме видны следующие системы трещин: 1) близширотная крутопадающая (максимум I); 2) северо-западная и северо-восточная (максимумы II и III); 3) меридиональные со средним падением В 40° и З 60° (максимумы IV и V). По морфологическим признакам первая система соответствует трещинам отрыва; остальные — трещинам скалы-

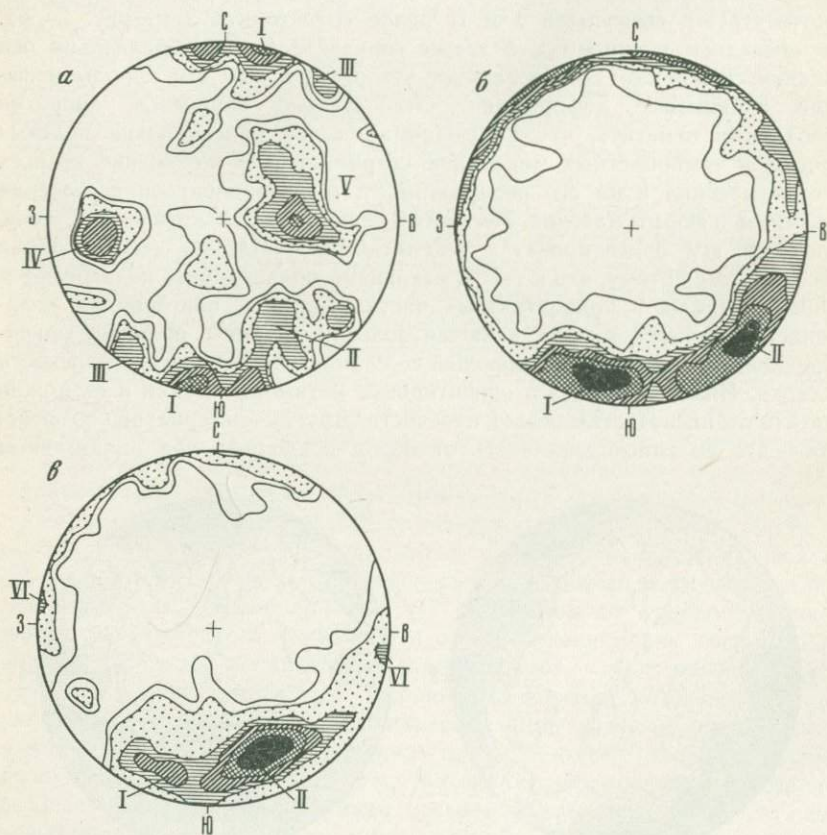


Рис. 25. Ориентировка трещин

а — в эффузивно-осадочной толще (114 измерений, плотность $< 0,5-1-2-4-6-8 < \%$); б — в кварцевых диоритах в 300—350 м к западу от массива гранит-порфира (903 измерения, плотность $< 0,5-1-1,5-2-3-4 < \%$); в — в кварцевых диоритах в 800—1000 м к западу от массива гранит-порфира (220 измерений, плотность $< 0,5-1-3-5-7-10 < \%$)

вания. По отношению к оси складки первая система занимает перпендикулярное положение; II и III — диагональное, а сопряженные системы IV и V — параллельное. Установлено, что с изменением простирания складки эти системы испытывают соответствующий поворот. Это позволяет считать такую трещиноватость связанной со складчатостью.

Несколько иная трещиноватость в кварцевых диоритах. На одной из характерных диаграмм трещиноватости (рис. 25, б), составленной по ее замерам в 300—350 м к западу от контакта с юрским массивом гранит-порфиоров, наблюдается четкий пояс почти вертикальных трещин всех направлений, на фоне которого выделяются два максимума: I — ЗСЗ, почти широтных трещин, падающих на ЮЮВ в среднем под углом 75°, и II — северо-восточных трещин, падающих на ЮВ под углом 80°. На следующей диаграмме трещин (рис. 25, в), замеренных уже в 800—1000 м к западу от массивов гранит-порфиоров, сохраняются оба максимума (уменьшается лишь значение первого, о чем свидетельствует процент его плотности). Едва проявлены здесь крутопадающие трещины меридионального простирания (максимум VI) и чуть заметны крутопадающие трещины всех направлений, так ярко выраженные на рис. 25, б. Измерения, произведенные нами в тех же породах в 5 км от массива гранит-порфиоров показали, что там сохраняются I и II системы трещин и проявлена III система трещин, но совершенно отсутствует пояс крутопадающих трещин всех направлений; их значение постепенно убывает по мере удаления от юрского массива гранит-порфиоров.

Из сравнения трещиноватости кварцевых диоритов и эффузивно-осадочных пород (временно исключив из рассмотрения пояс крутопадающих трещин всех направлений) видно, что устойчиво повторяются системы I и II, локально проявлена система III; эти три системы часто используют дайки юрских пород. Отличие состоит в том, что в кембрийских эффузивно-осадочных породах не проявлена VI меридиональная система крутопадающих трещин, а в кварцевых диоритах нет IV и V систем меридиональных трещин, падающих на запад и восток соответственно под углами 60 и 40°.

Все сказанное позволяет считать, что одинаковые системы трещин в кварцевых диоритах и вмещающих их породах возникли при одинаковых деформациях и, видимо, одновременно в одну из фаз каледонского орогенеза, когда массив участвовал в складчатости как твердое тело. Иными словами, трещиноватость кварцевых диоритов не является специфической, отличной от вмещающих пород и четко связана со складчатостью. Отсутствие в них IV и V систем меридиональных трещин можно объяснить проявлением двух этапов деформаций. В первый этап, до их внедрения (или застывания твердой корки), возникавшая при изгибе слоев складка «росла» вверх и эти условия были наиболее благоприятными для образования IV и V систем меридиональных, сопряженных, падающих навстречу друг другу трещин, параллельных оси складки. В следующий этап, когда массив застыл, а крылья складок приобрели к этому времени крутое падение, условия деформации изменились и породы стали раскалываться системами трещин других направлений. В это время пластические деформации стали невозможными

и движение вверх могло выражаться лишь в образовании диапировых структур. Наличие такой структуры было установлено нами (И. П. Кушнарев) в Восточной (второй) антиклинали, где пачка кембрийских известняков «протыкает» вышележащие породы того же возраста. Последнее является дополнительным аргументом в пользу такой трактовки.

Изучение юрского интрузива гранит-порфиров показало, что он размыт незначительно, о чем свидетельствуют ксенолиты и редкие небольшие останцы кровли вмещающих пород. Какой-либо заметной на глаз ориентировки плагиоклазов и слюд он лишен. Известно, что полевые шпаты, и особенно слюды, ориентируются по форме зерен в магматическую стадию внедрения массива, в то время как кварц такую ориентировку не дает, так как ориентируется по строению в результате тектонических деформаций. Поэтому для выяснения, что имело место в данном случае, нами была замерена оптическая ориентировка кварца и слюд. На рис. 26, а видно совершенно беспорядочное расположение оптических осей кварца, свидетельствующее об отсутствии закономерной ориентировки, а следовательно, и деформаций. Аналогичную картину дали слюды (эту диаграмму мы не прилагаем), подтверждая полевые наблюдения об отсутствии ориентировки, связанной с магматическим течением.

Трещиноватость массива выражена ярко. На сводной диаграмме трещиноватости в ее центральной части (рис. 26, б) отчетливо виден пояс крутопадающих равномерно развитых трещин практически всех направлений. Другая диаграмма (рис. 26, в) для части массива также показывает поясовой характер этой трещиноватости. Ее пояс наклонен на запад (как бы весь повернут вокруг оси север—юг) под углом 25—30°, что, видимо, связано с особенностями деформации вблизи контакта. Ко всем направлениям этих трещин приурочены многочисленные жилки рудного штокверка, сравнительно быстро выклинивающиеся по падению и простираению. По морфологическим признакам большинство их должно быть отнесено к трещинам отрыва. Кроме них вблизи контакта, рассекая его и приконтактные роговики, развиты редкие, но хорошо выдержанные пологие трещины, падающие под углом 20—30° к центру массива, к которым приурочены дайки пегматитов, аплит-порфиров и рудоносных кварцевых жил. Все они образуют своеобразный слоеный пирог. Это типичные краевые надвиги, по которым иногда видны перемещения с амплитудами от первых сантиметров до первых их десятков. Они из-за малого числа не нашли отражения на диаграммах (задавлены массой других систем).

В контактных биотитовых роговиках, породах сильно метаморфизованных, потерявших даже признаки слоистости, наблюдается весьма близкая, практически такая же поясовая система крутопадающих трещин, показанная на одной типичной диаграмме (рис. 26, г), где на фоне этого пояса кое-где выделяются высокие по плотности участки, видимо отражающие скрытую анизотропию, обязанную прежней (каледонской) трещиноватости этих пород. Вследствие этого, например, наблюдаются как бы слившиеся максимумы I и II и максимум III. На некоторых из частных диаграмм, которые мы здесь не приводим, помимо пояса крутопадающих трещин всех направлений имеются частные

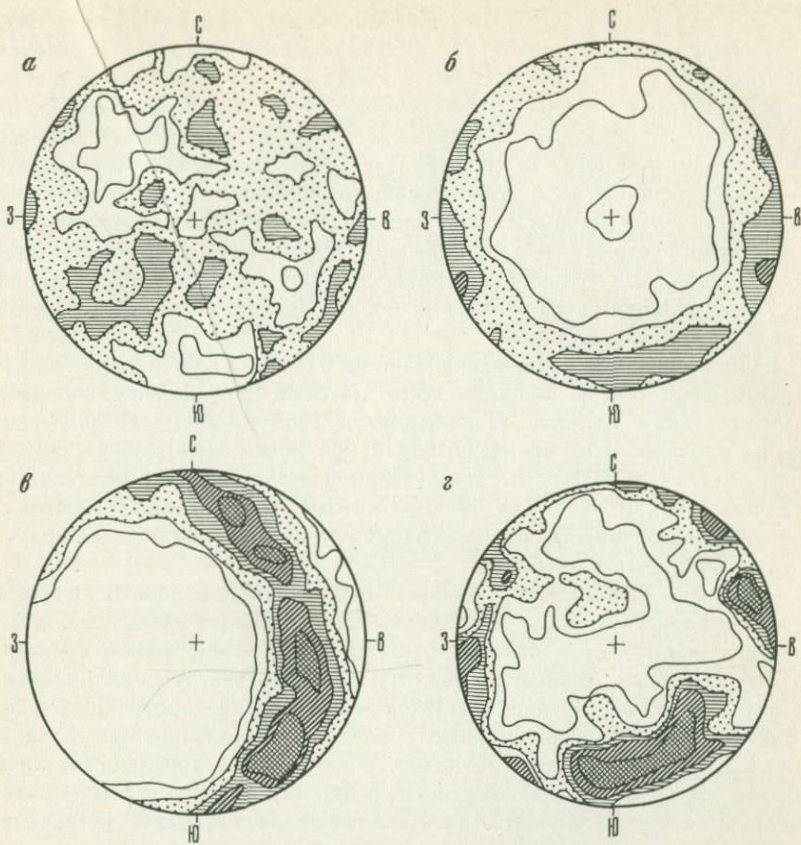


Рис. 26. Ориентировка оптических осей (а) и трещин (б—г)

а — кварца из массива (180 измерений, плотность $< 0,5-1-1,5 < \%$), б — в центральной части массива (1550 измерений, плотность $< 0,5-1-2-3 < \%$), в — вблизи западного контакта массива (656 измерений, плотность $< 0,5-1-2-3-4 < \%$); г — в роговиках восточнее массива гранит-порфира (600 измерений, плотность $< 0,5-1,5-2-3 < \%$)

максимумы, меняющие свое положение и отражающие падение контакта гранит-порфиров с роговиками.

Таким образом, главную часть трещин в массиве и приконтактовых роговиках составляют крутопадающие трещины всех направлений, исчезающие по удалении от массива, т. е. за пределами его влияния. Отсюда следует, что в пределах роговиков и гранит-порфиров массива развита весьма характерная, локальная система трещин, образование которой может быть связано только с тектонической активностью магмы — ее импульсами на застывшую кору массива, который не испытывал каких-либо преобладающих тангенциальных усилий (чему способствовал почти платформенный режим этой эпохи, оживленный локальными блоковыми подвижками). Куполовидная форма массива создавала

условия для гидростатического расклинивания, сжатия боковых пород и застывшей коры, создания краевых надвигов и многочисленной сложной системы как разрывных, так и сколовых крутопадающих трещин. Поскольку таких импульсов было много, о чем свидетельствуют различный состав пород и руд, многослойное выполнение краевых надвигов (типа слоеного пирога) и разнообразие типов даек и жил, занимающих в массиве трещины всех направлений, то возникшая анизотропия из-за появления самых ранних систем трещин создавала возможности перехода трещин отрыва в сколовые при новом таком импульсе. Здесь могли возникать и условия для появления пары сил при неравномерном движении созданных элементарных блоков при образовании новых трещин и движений по старым.

Единственно, что не зафиксировано ни в одной документации карьера, занимающего теперь площадь всего массива, это наличие кольцевых крутопадающих трещин, объявленных в 1965 г. Е. П. Малиновским. Мы не наблюдали их прежде и потом при новом специальном осмотре этого объекта в 1967 г., и такое утверждение считаем не реальностью, а данью моде, и заявляем об этом потому, что подобные «факты» и выводы из них широко распространяются в геологической литературе и даже попадают в учебники.

Осталось рассмотреть, каковы были закономерности развития района в варисскую эпоху. Отложений этого возраста здесь и в ближайшем окружении нет и поэтому представление о ней можно составить по ограниченным данным и анализу особенностей геосинклинального развития предшествующей каледонской эпохи, рассмотренных выше, и платформенного развития региона, начавшегося в конце юры. К варисским нарушениям мы относим полосу широтных зон дробления и параллельных им трещин, падающих на юг, редко на север под углами 45—60°. Основанием к этому служит относительный возраст структур, установленный на следующих фактах.

1. Широтные нарушения рассекают эффузивно-осадочную толщу и кварцевые диориты, но не прослеживаются в юрских гранит-порфирах и находят очень слабое отражение на диаграммах трещиноватости (см. рис. 25, а) в виде повышения плотностей трещин, отмеченных номерами V и VI. Нет этих трещин и в юрских гранит-порфирах, т. е. эти деформации были до их появления.

2. Они выражены в виде узкой (около 2 км) полосы и секут все древние структуры.

3. Вмещают дайки лейкократовых сиенитов, апофизы более молодых гранит-порфиров, керсантитов и спессартитов, а также рудные жилы, генетически связанные с юрским дайково-жильным комплексом.

Таким образом, широтные нарушения моложе каледонских кварцевых диоритов и древнее юрских интрузий обоих комплексов, т. е. относятся к варисской тектонической эпохе. Наличие в одних и тех же широтных зонах различных даек и жил свидетельствует о неоднородности их приоткрывания.

Особо должно быть отмечено удивительно точное совпадение систем широтных сколовых нарушений с положением двух максимумов оптических осей кварца (см. рис. 24, а, б), представляющих собой S-тектонит,

наложенный на ранее возникшую структуру *B*-тектонита. Таким образом, хрупкая деформация здесь сопровождалась относительно слабой пластической деформацией: обе они не нашли отражения в юрских породах, что еще раз подтверждает наши выводы о возрасте широтных нарушений. Относительно типа перемещений по ним в варисское время мы можем строить только догадки: возможно, что это была сопряженная система надвигов. Достоверные данные о движениях по этим нарушениям мы имеем для юрского периода развития. На основе расчетов перемещений даек (выполненных по изложенной в книге методике) было выяснено, что в юрское время по ним происходили неоднократные сбросовые смещения. Расчеты по одному из них показали, что юрская дайка лейкократовых сиенитов (бостонитов) до внедрения гранит-порфиров была сброшена на 250 м, а апофиза гранит-порфиров, секущая бостониты, только на 120 м, смещения пегматитов и рудных жил уже измерялись первыми десятками метров, т. е. шло затухание амплитуд сбросов. Такой характер перемещений хорошо согласуется с трактовкой развития трещин в массиве и сфере его влияния как результат неоднократных магматических импульсов снизу, стремящихся приподнять его и приводящих к сбросам по широтным разломам и трещинам.

Из сказанного следует, что три крупные эпохи тектонического развития характеризуются своими системами трещин: каледонская — трещиноватостью, связанной со складчатостью, являющейся ведущим типом ее деформации; варисская — блоковой тектоникой с развитием серии близширотных сколовых сопряженных зон разломов и юрская (время платформенной активизации) — локальной системой крутопадающей трещиноватости всех направлений, обязанной тектонической активности магмы. Из сказанного видно, что интрузивные массивы лишены той стандартной системы трещин (*S*, *Q*, *L*), которые следовало бы ожидать, исходя из представлений Г. Клооса [42]. Они не сходны для рассмотренных массивов и возникли при разных деформациях.

Таким образом, в результате применения микроструктурного анализа при изучении рудного поля установлено, что: 1) кварцевые диориты — образования синскладчатые (диаграммы оптических осей кварца в них и в нижнекембрийских вмещающих породах одинаковы и ось *B*-тектонитов отражает положение осей каледонских складок); 2) палеозойские деформации были слабее и на этих же диаграммах они отразились в виде слабо выраженных *S*-тектонитов сплющивания, соответствующих положению зон сколовых субширотных трещин, локализовавших дайки и кварц-вольфрамовые жилы; 3) самый поздний этап деформаций, создавший многочисленную разноориентированную сеть трещин, которая определяет штокверковую молибденовую минерализацию в гранит-порфирах, не создал ориентировки кварца в этом массиве и в то же время показал, что не было каких-либо ориентированных тангенциальных усилий в J_3 (и позже).

Все это позволило строго увязать возникновение структур в единый последовательный ряд событий и дать непротиворечивую картину развития региона, включая решение вопросов трещинной тектоники и сбросовых перемещений по широтным разломам в заключительный период минерализации

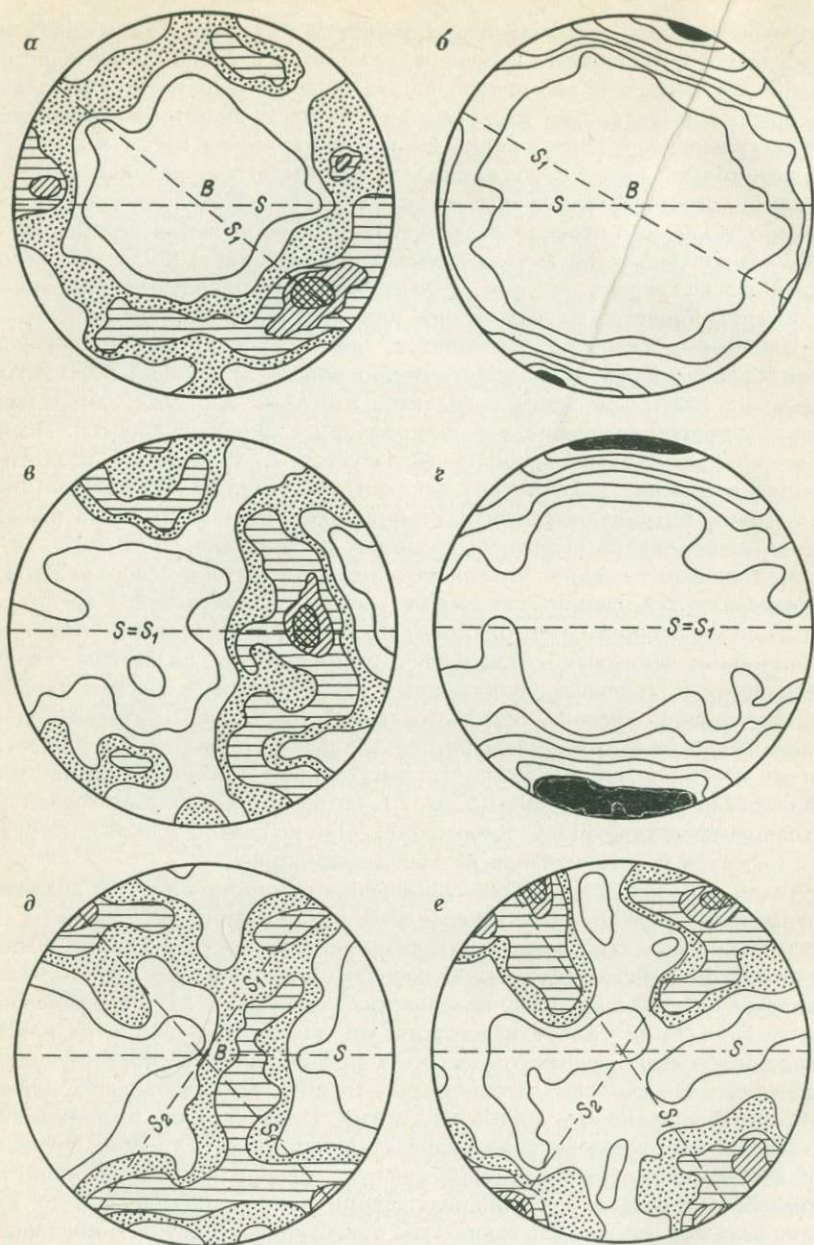


Рис. 27 Ориентировка оптических осей кварца и спайности слюд в месторождении Ак-Тюс (с правого склона р. М. Кемин), по А. В. Пяку.

a — лейкократовый среднезернистый гнейс (500 оптических осей кварца, плотность $<0,5-1-1,5-2-2,5-3 < \%$, S — слоистость, S_1 — сланцеватость, выраженная главным максимумом B -тектонита); *б* — тот же шифр (200 лейст слюды, плотность $0-1-4-6-8-10 < \%$); *в* — среднезернистый гнейс (400 оптических осей кварца, плотность

Далее следует отметить еще ряд важных вопросов, которые вообще не могли быть решены без привлечения исследователями микроструктурного анализа. Так, например, А. В. Дружинин выяснил, что ориентировка минералов в гранитоидах района Давенды (Забайкалье) тектоническая, а не связана с магматической прототектоникой.

Многочисленные исследователи (А. В. Пэк, Л. И. Лукин, Е. А. Кузнецов, А. А. Курдюков, К. М. Мельникова, Е. П. Соношкин, В. И. Казанский, С. Н. Скрипченко, автор раздела и др.) использовали микроструктурный анализ для доказательства наличия разломов и установления линии относительного перемещения их блоков, а также для характеристики ориентировки минералов тех пород, которые они пересекают. Так, А. В. Пэк в статье, посвященной механизму возникновения сланцеватости в районе Ак-Тюс (Киргизия), показал, что в гнейсах правого склона р. Малый Кемин (в образцах, срезанных перпендикулярно к хорошо видимой слоистости), оптические оси кварца образуют типичный *B*-тектонит (рис. 27, *a*). В этом поясе выделяется максимум, отражающий сланцеватость (S_1), расположенную косо к слоистости и выраженную раскалыванием породы через промежутки около 5 см. При этом было установлено, что ей соответствует положение тонких зонк милонитов кварца и слюд, отличающихся от слюд гнейсов. Эти более поздние слюды дают четкий *S*-тектонит (рис. 27, *b*), где и отражено положение плоскости S_1 , которую А. В. Пэк определяет как осевую плоскость складки. В среднезернистых гнейсах (рис. 27, *в, г*) плоскость S_1 и сланцеватость слоистости (S) образуют между собой очень острый практически не различимый угол и на обеих диаграммах ориентировки слюд и кварца практически совпадают. В то же время в гнейсах (рис. 27, *д, е*), аналогичных только что рассмотренным, установлены две плоскости сланцеватости, отражающие *S*-тектонит сплющивания. Рассмотренные диаграммы позволяют проследить изменения ориентировки с увеличением складчатых деформаций до предела, когда дальнейшее сжатие складки невозможно. Здесь и в прежних примерах уже отмечалось, что при обычной складчатой деформации скольжения с изгибом слоев происходит качение зерен кварца и поворот их осколков с образованием *B*-тектонита, а ось *b* этого тектонита параллельна оси складки. Дальнейший изгиб слоев оказывается все более трудным и возникают условия сплющивания пород с образованием *S*-тектонита сплющивания, т. е. образуется более совершенная ориентировка, что особенно ярко видно на диаграмме рис. 27, *е* и других. В то же время в этой породе слюды четко фиксируют положение сланцеватости слоистости.

Изучая зону контакта гранодиоритов и зеленокаменных сланцев на водоразделе рек Большой и Малый Кемин, А. В. Пэк установил ряд

$<0,5-1-1,5-2-2,5< \%$); *г* — тот же шлиф (200 лейст слюды, плотность $0-0,3-1-2-4-6< \%$, S — сланцеватость слоистости); *д* — среднезернистый (500 оптических осей кварца, плотность $0,5-1-1,5-2< \%$; S — след видимой сланцеватости, S_1 и S_2 — плоскости скалывания); *е* — плотный мелкозернистый гнейс с небольшим содержанием слюды (400 оптических осей кварца, плотность $<0,5-1-1,5-2-2,5< \%$). В шлифах *д* и *е* слюды образуют *S*-тектонит, аналогичный диаграмме *г*, и сланцеватость слоистости. Все перечисленные шлифы срезаны перпендикулярно сланцеватости — слоистости, по ее падению

рассланцованных апофиз гранодиоритов в сланцах. Это рассланцевание, а далее катаклаз и дробление гранодиоритов по мере приближения к контакту возрастает. Не вызывает сомнений, что контакт этот тектонический, но отсутствие борозд и зеркал скольжения не позволяли судить о типе перемещения. Обработка ориентированных образцов, взятых перпендикулярно сланцеватости, показала, что оптические оси кварца образуют типичный *B*-тектонит и тем самым указывают на трансляцию и повороты зерен кварца вокруг оси *b*, т. е. в данном случае на перемещение типа надвига. Интересно отметить, что в шлифе из наиболее дробленной части гранодиоритов ориентировка кварца была очень сложной (лишь с крайне слабым намеком на *B*-тектонит), видимо, из-за сложных интергранулярных движений минералов породы. Именно такой очень сложный характер ориентировки кварца в зоне разлома был обнаружен Е. А. Кузнецовым на Среднем Урале, в то время как в окружающих гранито-гнейсах (в удалении от этой зоны) были выявлены явные *B*-тектониты с отчетливым максимумом, отражающим сланцеватость пород. В дополнение к обычным петрографическим данным это было решающим аргументом в доказательство оспариваемого существования разлома.

Число таких примеров можно было бы умножить. Не зная, что в своеобразной карбонатной породе строго упорядочена ориентировка кристаллов кальцита, нельзя правильно выпилить пластины, чтобы получить просвечивающий декоративный материал — люмар.

Очень детальное изучение полосчатости некоторых кварц-молибденитовых жил Тырнауза (Северный Кавказ), проведенное А. В. Пэком в 1970 г., показало, что она развивалась параллельно зальбандам кварцевых жил, где каждая полоса мощностью от 0,1 до нескольких миллиметров обладает своей интерференционной окраской (и ориентировкой), видимой при компенсаторе повернутым на 45°, и разной зернистостью. Это позволило А. В. Пэку прийти к выводу, что полосчатость есть результат развития выдержанных сколовых поверхностей, в которых развивался кварц разных генераций. В одних полосах ориентировка продольная, тектоническая, в соседних поперечная, представляющая собой ориентировку роста или результат перекристаллизации раннего кварца, лишённого идиоморфизма кристаллов, характерного для ориентировки роста; в других случаях объяснить ее не просто и требуются дополнительные исследования. В настоящем виде это монолитные жилы с молибденитом, лишённые микротрещиноватости, представляют собой пример проявления внутрирудной тектоники и рекристаллизации кварца.

Приведенный пример очень хорошо иллюстрирует непревзойденные преимущества микроструктурного метода, позволяющего отдельно (для каждой генерации минералов) выявить ориентировку зерен даже в пределах полосы мощностью в одно зерно, что недоступно петрофизическим методам, где могла быть получена только «валовая» как-то обобщенная картина, разобраться в которой едва ли возможно. Кроме того, этот метод позволяет измерять и отдельно изучать ориентировку каждого минерала, обычно отличающегося своим поведением в процессе деформаций и создаваемых структур в одном и том же шлифе (кварц *B*-тектониты; слюды *S*-тектониты, а полевые шпаты дробятся и не ориентируются, т. е. испытывают хрупкую деформацию). Не является

помехой для этого метода и наличие трещиноватости разных рангов, тогда как она и отмеченная выше полиминеральность (включая и разные генерации минералов) и количество деформаций, которые каждый из минералов испытал, ставят непреодолимые преграды для корректной интерпретации диаграмм скоростей прохождения волн (разных в каждом минерале и его сечениях) и других физических параметров при петрофизических исследованиях. Все сказанное выше позволяет считать микроструктурный анализ ведущим инструментом детальных исследований и арбитром при решении тех вопросов, где петрофизические методы не применимы или дают невразумительную картину.

Возможность устанавливать характер ориентировок (особенно в тех случаях, когда они не видны макроскопически и не могут быть выявлены обычными петрофизическими методами), а также особенности и механизм возникновения ориентированных структур являются одним из основных достижений методики структурного анализа Б. Зандера.

III. ПРИБОРЫ, ПРИЕМЫ И МЕТОДЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

В зависимости от типов геологических работ, условий их проведения, аппаратного и приборного оснащения геологов, ведущих в полевой период текущую (выборочную), а в камеральный — окончательную обработку всех фактических материалов, будут определяться те или иные возможности решения структурно-геологических задач. Поэтому, учитывая сказанное, а также характер собранного фактического материала и возможности его обработки, нами, в большинстве случаев, предлагаются разные способы решения одной и той же задачи — от математического (по приводимым формулам) до простейшего — графического, обычно дающего хорошие или вполне удовлетворительные (но не всегда высокоточные) результаты для использования в процессе геологосъемочных, геологоразведочных и других работ.

Большинство методов, приемов и приборов для решения указанных ниже задач предложено авторами этого раздела сравнительно недавно [18] или впервые в этой книге, а остальные были известны раньше, выдержали испытание временем и являются надежными и сейчас. В число новых изобретенных приборов, позволяющих решать геолого-структурные задачи, входят так называемая «веерная линейка» и линейка для определения истинных элементов залегания геологических тел («радиусная линейка»).

Веерная линейка (или «Линейка для структурно-геологических построений», авт. свидет. И. П. Кушнарера № 830406 от 14/1 1981 г.) позволяет быстро и точно определить пространственное положение линии пересечения (или сопряжения) двух плоскостей на горизонтальной и вертикальной проекции, параллельные линиям простираения этих секущихся плоскостей, и ее наклон к горизонту (прилож. 3)

Поскольку большинство контактов геологических тел (слоев, жил, даек, разломов и т. д.) в определенных пределах представляют собой

плоскости, которые в разных сочетаниях сопрягаются или пересекаются с другими плоскостями, поэтому задачи такого рода являются самыми массовыми в геологии. Они нередки и в других областях науки и техники.

В числе геологических задач, которые решаются на веерной линейке, следует отметить: определение положения осей складок и их ундуляций (воздыманий и погружений), пространственное положение линий сопряжения или пересечения слоев, даек, жил, разломов и т. д. для расчетов амплитуд одно- и многократных перемещений, положение рудных столбов, лент и пережимов руд, определение структурно-геологических контуров полезных ископаемых для рационального выбора геологоразведочных и эксплуатационных работ и подсчета их запасов, построение макетов месторождений и других геологических объектов и т. д. Кроме того, веерная линейка дает наглядное представление о наблюдаемых соотношениях структур при документации наклонных поверхностей обнажений и помогает правильно интерпретировать существующую, если задокументированная поверхность показана в горизонталях или видна на аэрофотоснимках или других материалах, т. е. позволяет избежать дорогостоящих заблуждений. Говоря коротко, она имеет широкий диапазон применения при геологическом картировании, документации, разведке, подсчете запасов руд и их эксплуатации, а также решении других структурно-геологических задач научного и прикладного значения.

Существующая техника решения таких задач состоит в применении приемов начертательной геометрии (построении двух или трех проекций) либо стереографических сеток (Шмидта или Вульфа) и требует чертежных приборов, материалов (или дополнительно стереографических сеток), условий для таких работ и относительно большого времени и опыта. Последний способ был предложен Е. С. Федоровым и описан в известном учебнике по физической геологии И. В. Мушкетовым еще в 1899 г. и является менее точным, чем первый.

Нашей целью при создании веерной линейки было избежать всех графических построений, сделать эти вычисления наглядными и доступными менее квалифицированному персоналу и резко повысить скорость и точность расчетов и возможность ее использования как в камеральных, так и в полевых условиях.

Из блок-диаграммы (рис. 28) видна сущность решаемой задачи. На ней показано положение двух сопрягающихся (или секущихся) плоскостей: первой с углом падения α и второй σ , а также угол β между линиями простираения этих плоскостей, замеренный в месте встречного их падения, где они образуют как бы желоб для стока жидкости. Все элементы залегания этих плоскостей известны, как и место их встречи на поверхности в точке O .

Линия пересечения (или сопряжения) этих плоскостей OA — есть геометрическое место точек, одновременно принадлежащих этим двум плоскостям. Ее положение в пространстве определяют точка O и неизвестные нам (искомые) углы:

ω — угол наклона линии OA к горизонту;

γ — угол между линией простираения первой плоскости (падающей под углом α) и проекцией линии OA на горизонтальную плоскость (т. е. линией $O'A$);

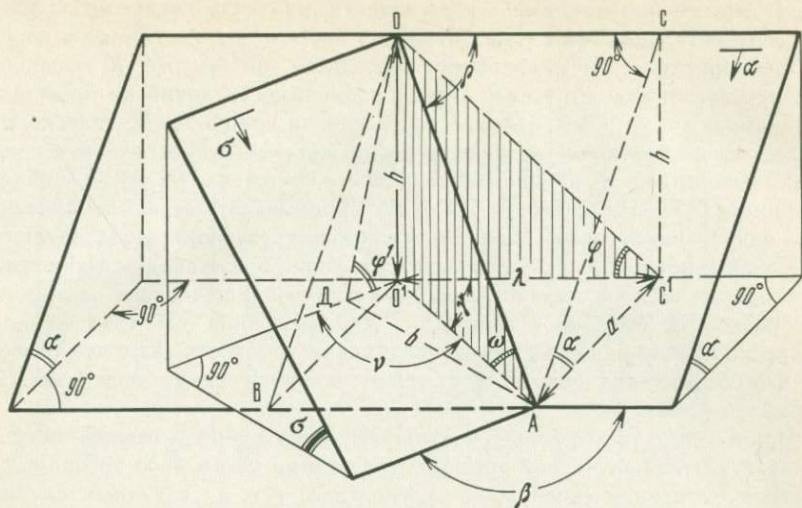


Рис. 28. Блок-диаграмма пересекающихся плоскостей

φ — угол наклона линии OA к горизонту в проекции на вертикальную плоскость, параллельную первой сопрягающейся плоскости (т. е. угол наклона линии OC^1);

v — угол между линией простираения второй плоскости (падающей под углом σ) и проекцией OA на горизонтальную плоскость, т. е. дополнительный угол к углу γ , сумма которых $\gamma + v = \beta$.

Отнесение плоскостей к первой или второй определяется нами. Если нам нужна вертикальная проекция, параллельная одной из этих плоскостей, то ее мы и относим к первой плоскости. Если одновременно необходима вертикальная проекция, параллельная простирающую второй плоскости, берем второй вариант их сочетаний, т. е. меняем их местами (естественно угол β остается прежним). В последнем варианте непосредственно определяются:

v — угол между линией простираения бывшей второй плоскости (падающей под углом σ) и проекцией линии OA на горизонтальную плоскость (т. е. линией $O'A$) и

φ' — угол наклона к горизонту линии OA в проекции на вертикальную плоскость, параллельную бывшей второй плоскости (падающей под углом σ), по первому варианту нашего решения.

Угол ω при том и другом вариантах решения задачи обязан быть тем же самым (это является методом проверки правильности и точности решения, так же как и сохранение суммы $\gamma + v = \beta$).

Поскольку секущиеся (или сопрягающиеся) плоскости ориентированы на карте (или плане), линия их сопряжения OA и ее проекции автоматически оказываются ориентированными в пространстве и относительно стран света.

Веерная линейка (приложения 3 и 4) рассчитывается и изготавливается следующим образом: На жесткой непрозрачной основе изображаются

следы пересечения мыслимой вращающейся плоскости вокруг неподвижной горизонтальной оси с горизонтальной плоскостью, являющейся плоскостью проекции. Ось вращения находится на высоте h , которая подбирается опытным путем с учетом различимости линий на проекции и ее компактности. Следы (линии) пересечения вращающейся плоскости с плоскостью проекции мы фиксируем на жесткой непрозрачной основе при ее повороте на 1° , начиная от начального положения $\alpha = 90^\circ$ и кончая, например, $2^\circ 30'$. На проекции они будут образовывать серию параллельных линий, на которых надписываем соответствующие углы наклона к горизонту вращающейся плоскости. Эти линии будут являться линиями простираения и одновременно изогоризонталями вращающейся плоскости при разном ее наклоне к горизонту. Их расстояния «а» (заложение) от проекции оси вращения на горизонтальную плоскость (или, что то же, от изогоризонтالي плоскости с углом $\alpha = 90^\circ$) будут определяться формулой $a = h \cdot \operatorname{ctg} \alpha$.

При $\alpha = 90^\circ$ это расстояние равно нулю, а при $\alpha = 0^\circ$ — бесконечности. Точную* копию полученной проекции создаем на каком-либо прозрачном жестком материале (целлулоиде, плексиглазе и т. д.; в худшем случае на восковке). Имея эти две одинаковые проекции, мы получаем возможность на их основе воспроизвести практически любые соотношения между двумя разнонаклонными плоскостями, которые изображают созданные нами проекции. Для этого следует наложить проекцию, выполненную на прозрачном материале, на первую так, чтобы совпали все одноименные изогоризонтالي. На той из них, которая соответствует углу падения 90° , в ее середине прокалываем (просверливаем) отверстие, в которое вставляем того же размера ось. Она позволяет поворачивать одну проекцию относительно другой на любые углы β между их горизонтальными или (что то же) линиями простираения двух плоскостей. Для отсчета угла β на первой (непрозрачной) проекции по ее периферии изображаем градусные деления от 0 до 180° , подобно транспортиру, центром которого является ось вращения проекций* (подписываем второй строкой дополнительные углы к 180°).

На этой же проекции для отсчета углов φ повторяем ту же сеть горизонталей, но перпендикулярных к первым, т. е. создаем квадратную сеть линий, несколько напоминающих миллиметровку с симметрично меняющимися в обе стороны расстояниями от осевой перпендикулярной линии, соответствующей углу 90° (т. е. проходящей через точку 0 — ось вращения проекций). Сущность строения веерной линейки и расположение горизонталей этой проекции показаны на рис. 29 (деталь 1). Основанием для таких построений служат формула (1) и однотипные ей

* «Точную» — в смысле равенства расстояний между горизонтальными линиями этих проекций, однако форма верхнего прозрачного листа должна иметь закругленные края (с радиусом равным диагонали основного, непрозрачного листа, считая его от оси вращения линейки), чтобы при повороте вокруг оси все эти изогоризонтали имели точки их пересечения. Для того чтобы сократить габариты линейки, закругленным может быть один конец прозрачного листа. Поскольку он является зеркальным отражением второй его части (в первом варианте), это и позволяет решать задачи, считая их зеркальным отражением, и соответственно отсчитывая углы γ и φ в противоположной (незакругленной) половине линейки.

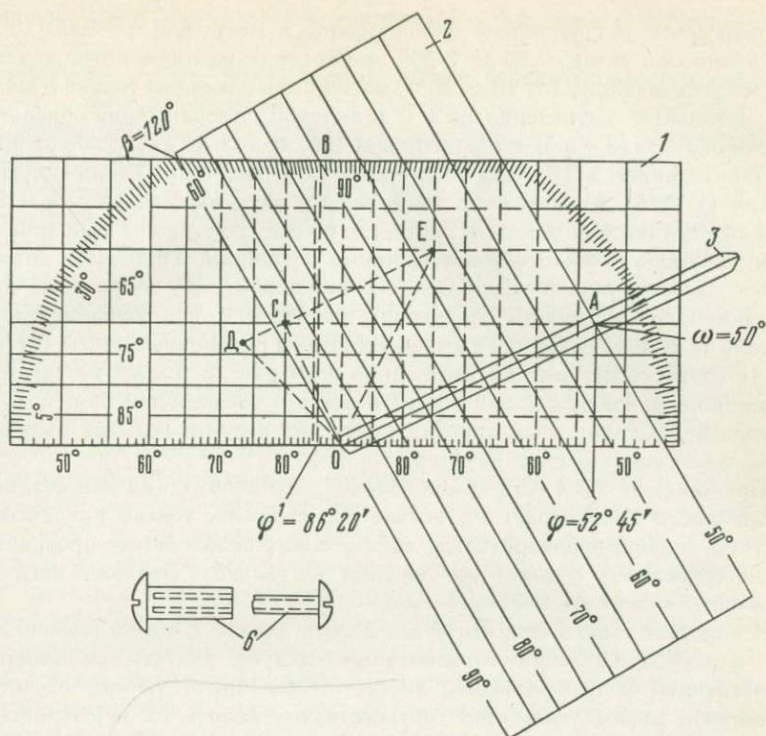


Рис. 29. Схема строения веерной линейки

формулы для расчета углов ω и φ и соответствующих им отрезков (см. рис. 28), т. е.

$$O'A = h \operatorname{ctg} \omega \quad \text{и} \quad O'C' = h \operatorname{ctg} \varphi. \quad (1)$$

Все зависимости между известными углами падения сопрягающихся плоскостей (α и σ) и углами их встречи β и искомыми углами γ , ν , ω , φ и φ' рассмотрены ниже.

Вторую проекцию (см. рис. 29, деталь 2), выполненную на плексиглазе или другом прозрачном материале, не загружаем дополнительными построениями. Деталью 3 является узкая прозрачная линейка, насаженная поверх детали 2 на ту же ось. Через ось и середину линейки проведена линия отсчета углов γ и ν по периферии линейки («транспортину»). Поперечные деления горизонталей даны на ней для отсчета углов ω .

Из формулы (1) следует, что чем больше величина h , тем различнее будут расстояния между изолиниями и точнее отсчеты при крутых углах падения секущихся или сопрягающихся плоскостей. При таком стремлении габариты линейки (даже для крайних углов α и σ равно 5°) могут оказаться огромными. Поэтому, борясь за точность и приемлемые габариты веерной линейки (т. е. решая взаимно исключаящие задачи),

мы построили два варианта линейки: одну в масштабе $h = 1000/15$ мм для диапазона углов от 90 до $2^\circ 30'$, при котором изолинии, отражающие крутые углы наклона (от 90 до 30°), могли быть показаны только с шагом в 5° , остальные — с интервалом в 1° и даже $30'$. Вторая серия описанных проекций (детали 4 и 5) выполнена при $10h$, но только для углов от 90 до 20° с интервалом в 1° и для более пологих углов в $30'$. Таким образом, детали (1, 2, 3) должны быть вычерчены в двух масштабах — h и $10h$. Деталь 1 делается на жестком листе, где по обе его стороны выполняются (или приклеиваются) разномасштабные проекции. При этом должна быть сохранена общей точка O — ось вращения. В собранном виде линейка будет выглядеть следующим образом. К центральному листу (деталь 1) прикладываются с его обеих сторон прозрачные листы (детали 2 и 4) соответствующих им масштабов и на них (в тех же масштабах) прозрачные линейки (детали 3 и 5) и все это соединяется общей осью (деталь 6). В таком виде линейка имеет вид веера и поэтому получила здесь такое сокращенное название.

Приложения 3 и 4 есть самое главное, что необходимо для создания центрального листа (рис. 29, деталь 1); стоит их только наклеить на жесткую основу, предварительно сделав с них необходимые прозрачные копии (детали 2) и такие же линейки (деталь 3). Это уже нетрудно выполнить каждому самостоятельно.

В качестве совета тем, кто будет делать детали 2 и 3 на плексигласе или целлулоиде, линии горизонталей следует чертить со стороны, прилегающей к центральному листу (чтобы брать точные отсчеты), а надписи, каким углом они соответствуют, делать на верхней части этих листов (чтобы не царапали нижний лист, и писать их тогда следует в прямом изображении, а не в виде зеркального отражения). Залив краской процарапанные линии (разметочным штангенциркулем или другим путем), мы получим копии тех же линий (т. е. только горизонтальных). Для каждой стороны жесткого листа мы, таким образом, будем иметь простые, незагруженные, выполненные в том же масштабе проекции и узкие линейки, сделанные на таком же прозрачном материале, по той же рекомендованной нами технологии. Все они насаживаются на общую металлическую ось длиной, равной общей толщине пяти деталей, насаженных на нее и заканчивающихся плоскими шляпками (как показано на рис. 29, где одна часть ввинчивается внутрь главной оси и завершается снизу плоской шляпкой, зажимающей всю систему, подобно шурупу).

При тщательном изготовлении веерная линейка может обеспечить точность отсчетов $\pm 15-20'$, что вполне достаточно для геологических целей, учитывая, что истинные замеры элементов залегания секущихся или сопрягающихся плоскостей имеют значительно меньшую точность ($\pm 2-3^\circ$). Зная ошибки измерения и установленные в природе колебания элементов залегания, легко учесть и рассчитать на линейке связанные с ними вариации в углах γ , ω , φ , что весьма важно, например, в том случае, когда необходимо задать скважину на подсечение рудного столба, приуроченного к сопряжению этих плоскостей, т. е. требуется выбрать оптимальный вариант и определить степень риска в пропуске рудного столба.

При $h=1000/15$ мм, $\alpha=89^\circ$ минимальная величина a будет равна

$$\frac{1000}{15} \cdot \operatorname{ctg} 89^\circ = \frac{1000 \cdot 0,17455}{15} = 1,12 \text{ мм, а общие габариты линейки (вклю-}$$

чая окантовку), на рис. 29 она не показана, т. е. с одним округленным краем прозрачных листов, составит 160×385 мм, а с двумя симметричными их округлениями — 160×450 мм. При $h=100/15$ мм габариты линейки остаются теми же, а минимальное расстояние a при разности в 1° составит 1,43 мм, т. е. величину, достаточную для определения долей градуса.

Принцип действия всеерной линейки следующий. Пусть из полевых замеров нам известны простираения, направления падения и углы падения первой плоскости $\alpha=70^\circ$ и второй $\sigma=50^\circ$, а также $\beta=120^\circ$ — угол между простираениями секущихся плоскостей падающих навстречу друг к другу.

Необходимо определить углы γ , ω , φ .

Для этой цели поворачиваем верхнюю плоскость (деталь 2) проекции на $\beta=120^\circ$ (см. рис. 29). Находим на ней линию, соответствующую углу $\sigma=50^\circ$, а на первой плоскости проекции (деталь 1) — линию, отвечающую углу $\alpha=70^\circ$, и получаем точку их пересечения А, которая будет лежать в горизонтальной плоскости проекции и одновременно принадлежать обеим секущимся плоскостям. Второй такой общей точкой будет точка О — место пересечения плоскостей на поверхности, т. е. на высоте h над плоскостью горизонтальной проекции. Эта точка О совпадает со своей проекцией O^1 (см. рис. 28) и находится на оси вращения линейки. Соединив точки O^1 и А, мы получим вектор O^1A , отражающий в плане отрезок линии пересечения плоскостей (т. е. ее проекцию) в пределах разности высот точек О и А (т. е. равной h). Одновременно вектор O^1A указывает направление наклона этой линии (от O^1 к А). Угол γ получаем, прочитав отсчет по нашему транспортиру. Для этой цели центральную линию узкой линейки совмещают с точкой А и на ее продолжении читают отсчет угла $\gamma=25^\circ 30'$. Отсчет угла γ ведут от той части линии простираения первой плоскости, падающей под углом α , которая направлена навстречу падающей к ней второй сопрягающейся плоскости (падающей под углом σ), т. е. в секторе угла β (см. рис. 29 и 28). По этой же линейке в точке А читаем значение угла $\omega=50^\circ$. По положению точки А находим угол φ опускаясь по линии, перпендикулярной к простираению первой плоскости, т. е. по уже проведенным для этой цели линиям, у концов (или середине) которых указаны соответствующие им углы. Действуя так, находим $\varphi=52^\circ 45'$.

Из блок-диаграммы (см. рис. 28) с учетом принятого нами условия и формулы $\beta=\gamma+\nu$ видно, что угол ν равен $\beta-\gamma=120^\circ-25^\circ 30'=94^\circ 30'$

Если нам необходимо составить вертикальную проекцию, параллельную второй плоскости, падающей под углом $\sigma=50^\circ$, надо определить угол φ' . Конечно, его можно найти, опустив перпендикуляр из точки А на линию простираения второй плоскости, и по этому катету и высоте h , по номограмме можно найти этот угол, но это неудобно, долго и неточно. Помня, что отнесение плоскостей к первой и второй сделано произвольно, мы можем переименовать их, не меняя в сущности ничего (угол β тот же).

Теперь уже на первой проекции ищем линию с углом $\sigma = 50^\circ$, а на второй (прозрачной) — с углом падения $\alpha = 70^\circ$ и находим новую точку их пересечения — В. Она будет занимать другое положение, как и вектор ОВ. Поступая далее вышеописанным путем, получаем отсчет $v = 94^\circ 30'$ и $\varphi' = 86^\circ 20'$. Как и положено, остается прежним лишь угол $\omega = 50^\circ$. Этот метод перестановок плоскостей позволяет проверить точность расчетов, а также качество изготовления линейки.

Веерная линейка И. П. Кушнарера позволяет также решать задачи с вертикальными углами падения одной из секущихся плоскостей ($\alpha = 90^\circ$ или $\sigma = 90^\circ$), что невозможно сделать по приводимым ниже формулам, так как $\operatorname{tg} 90^\circ$ равен бесконечности. На основе равенства ($\beta = \gamma + v$) и формул $\operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \gamma$, $\operatorname{tg} \alpha / \operatorname{tg} \sigma = \sin v / \sin \gamma$, $\operatorname{tg} \varphi = \operatorname{tg} \gamma \operatorname{tg} \alpha$, $\operatorname{tg} \varphi' = \operatorname{tg} \sigma \operatorname{tg} v$, выведенных нами [18], а так же алгоритма, составленного для ЭВМ, были рассчитаны и изданы [19] таблицы для решения структурно-геологических задач, которые заменяют веерную линейку, отличаясь большей точностью ($\pm 1'$), против демонстрационной линейки, сделанной нами кустарным способом (в 2,5 большей, чем рекомендована здесь), мы достигли точности от $\pm 1-2'$ до $\pm 5'$. Вместе с тем веерная линейка практически позволяет рассчитывать бесконечное число сочетаний значений углов α , σ , β , в то время как таблицы рассчитаны с 5° шагом для тех же углов и, следовательно, при значениях, не кратных 5° приходится производить интерполяцию, нередко двойную; она временно заменяет линейку на первых этапах ее внедрения.

Поскольку геологу очень часто требуется знать, под какими углами следует изображать пласты, жилы, разломы и т. д. при косом их сечении вертикальной плоскостью разреза, для этой цели на веерной линейке (с точностью до $\pm 2-5'$) нами была рассчитана табл. 1. Она заменяет таблицу, впервые предложенную В. А. Обручевым, который по указанной выше причине рассчитал ее (по формуле) не для истинно вертикальной плоскости, а наклоненной под углом 89° , вследствие чего возникают ошибки до $2-3^\circ$, что существенно. Таким образом, табл. 1 является уточненным и несколько расширенным вариантом таблицы В. А. Обручева, которая построена по тому же принципу. Для определения видимого угла падения плоскости в косом ее сечении необходимо знать истинный угол падения наклонной плоскости α , пересекаемой вертикальным разрезом, и угол β между линиями простираения разреза и наклонной плоскости. Причем не имеет значения, замерен ли угол β со стороны тупого или дополнительного к 180° острого угла, оба они показаны для удобства в табл. 1. Так, например, зная истинный угол падения пласта $\alpha = 55^\circ$ (см. левый крайний столбец табл. 1) и угол $\beta = 40^\circ$ (или 140° , что то же) между линиями простираций пласта и разреза (см. верхнюю часть табл. 1) на пересечении горизонтальной строки против угла α и вертикального столбца для угла β , находим искомый угол $\alpha' = 42^\circ 45'$, под которым и следует изображать наклон пласта в этом разрезе.

Часто возникает необходимость разобраться в закономерностях пространственного размещения раздувов и пережимов рудных тел, что может быть связано с характером самой поверхности локализации руд — изменчивости ее углов падений и простираций, и особенно дополнительного влияния перемещений блоков по этой поверхности. При этом

Определение углов наклона пласта (разлома и т. д.) при косом их сечении вертикальной плоскостью разреза

Истинный угол падения секущей плоскости	Угол между простираниями плоскостей																
	85° (95°)	80° (100°)	75° (105°)	70° (110°)	65° (115°)	60° (120°)	55° (125°)	50° (130°)	45° (135°)	40° (140°)	35° (145°)	30° (150°)	25° (155°)	20° (160°)	15° (165°)	10° (170°)	5° (175°)
85°	85°00'	84°58'	84°55'	84°50'	84°45'	84°30'	84°00'	83°40'	83°10'	82°30'	81°40'	80°25'	78°40'	76°05'	72°00'	64°20'	46°15'
80°	80°00'	79°58'	79°50'	79°40'	79°15'	78°55'	78°00'	77°20'	76°15'	74°50'	73°10'	71°00'	67°50'	63°15'	56°15'	45°25'	27°15'
75°	75°00'	74°45'	74°30'	74°15'	73°45'	73°00'	72°00'	71°00'	69°30'	67°38'	65°15'	62°10'	58°00'	52°20'	44°30'	33°35'	19°00'
70°	70°00'	69°55'	69°35'	69°00'	68°20'	67°30'	66°15'	64°45'	63°00'	60°40'	57°50'	54°20'	49°40'	43°45'	35°55'	26°00'	14°15'
65°	65°00'	64°47'	64°25'	63°50'	62°55'	61°55'	60°30'	58°45'	56°50'	54°15'	51°15'	47°10'	42°35'	36°45'	29°27'	20°45'	11°00'
60°	60°00'	59°45'	59°15'	58°35'	57°35'	56°25'	54°55'	53°05'	50°55'	48°30'	45°00'	41°00'	36°30'	31°00'	24°28'	17°20'	9°00'
55°	55°00'	54°36'	54°10'	53°25'	52°25'	51°10'	49°35'	47°40'	45°22'	42°45'	39°40'	35°45'	31°25'	26°20'	20°30'	14°30'	7°30'
50°	50°00'	49°35'	49°10'	48°25'	47°25'	46°00'	44°25'	42°30'	40°20'	37°45'	34°35'	31°00'	27°03'	22°20'	17°35'	12°00'	6°10'
45°	45°00'	44°35'	44°10'	43°25'	42°25'	41°00'	39°35'	37°35'	35°25'	33°00'	30°05'	26°45'	23°12'	19°05'	15°00'	10°05'	5°10'
40°	40°00'	39°35'	39°10'	38°25'	37°30'	36°05'	34°40'	32°55'	30°50'	28°30'	25°50'	22°55'	19°45'	16°15'	12°30'	8°30'	4°20'
35°	35°00'	34°38'	34°15'	33°30'	32°30'	31°20'	29°55'	28°20'	26°30'	24°30'	22°05'	19°30'	16°45'	13°45'	10°25'	7°03'	3°35'
30°	29°58'	29°40'	29°15'	28°35'	27°40'	26°40'	25°25'	23°55'	22°18'	20°30'	18°25'	16°30'	14°00'	11°25'	8°45'	5°50'	2°58'
25°	24°58'	24°40'	24°20'	23°45'	22°55'	22°05'	20°55'	19°45'	18°20'	16°45'	15°02'	13°10'	11°20'	9°10'	7°00'	4°40'	2°24'
20°	19°58'	19°50'	19°40'	18°55'	18°15'	17°35'	16°40'	15°40'	14°30'	13°15'	11°55'	10°20'	8°50'	7°10'	5°30'	3°40'	1°54'
15°	14°55'	14°50'	14°30'	14°10'	13°40'	13°05'	12°30'	11°36'	10°35'	9°50'	8°47'	7°40'	6°32'	5°15'	4°00'	2°40'	1°32'
10°	9°55'	9°50'	9°40'	9°25'	9°05'	8°42'	8°13'	7°41'	7°10'	6°30'	5°47'	5°05'	4°20'	3°28'	2°38'	1°44'	0°52'
5°	4°58'	4°55'	4°50'	4°40'	4°31'	4°20'	4°04'	3°50'	3°32'	3°15'	2°53'	2°32'	2°10'	1°45'	1°17'	0°50'	0°25'

каждый выдержанный на некотором пространстве элемент этой поверхности следует принимать за плоскость (что справедливо) и с соседними такими же элементарными плоскостями с помощью веерной линейки определять линии скрещения этих плоскостей, которые могут отражать собой либо положение осей пережимов, либо раздувов рудных тел. Последнее будет зависеть от типа перемещения тектонических блоков. Из-за отсутствия веерной линейки подобный анализ не делается, а не выясняя эти закономерности, которые на глаз могут быть и не видны, мы теряем важные данные, необходимые при разведке и подсчете запасов руд. Без этой линейки пришлось бы вести многочисленные, долгие и кропотливые построения по правилам начертательной геометрии. Теперь их можно провести и с помощью наших таблиц [19].

Установление пространственного положения рудных столбов, лент, клиновидных залежей и т. д. представляет собой аналогичную задачу. Как правило, положение рудных столбов обусловлено местом пересечения или сопряжения разноориентированных разломов или их оперений. В ряде случаев они, а также рудные ленты и другие формы рудных залежей возникают при пересечении разломами благоприятных для замещения проницаемых пород, где эти разломы играют роль экранов, определяющих движение рудоносных гидротермальных растворов. В частности, такие примеры приведены нами в разделе, характеризующем раздвиговые структуры (см. с. 170). Важность расчетов особенно чувствительна, когда сопрягающиеся плоскости, падающие навстречу друг к другу, образуют тупые углы встречи (углы β). Тогда даже небольшие (5°) изменения углов падений или простираций этих плоскостей ведут к очень резким, иногда коленообразным изгибам столбов, т. е. перемене направления их склонений. Не учет таких явлений может привести к неверной трактовке результатов буровой разведки и ее дальнейшего направления и оценке запасов руд.

Строя объемный макет какого-либо геологического объекта без линейки, нельзя быстро и точно сделать «выкройку» каждого из сопрягающихся элементов структуры, части которой всегда можно представить в виде плоскостей, сохраняющих свои элементы залегания. Это же касается построения объемной модели блоковых перемещений какого-либо участка, форм тел, определяемых этими и другими структурами.

Еще более показательны примеры зарисовок, фотографий (фотодокументации) или фототеодолитных съемок отдельных обнажений или склонов горных хребтов, на которых часто отчетливо видны сложные, изоклинные, опрокинутые, лежащие, симметричные или асимметричные и другие складки, которые практически все охотно, без тени сомнений, принимают за таковые. Вопрос, что мы рисуем и с чем мы в действительности имеем дело, редко занимает умы геологов из-за кажущейся очевидности, ясности и бесспорности видимой картины. В действительности эти выводы могут оказаться ложными, хотя реальность наблюдаемых картин мы не только не склонны отрицать, а считаем необходимым подчеркнуть. Решить вопрос, существуют ли действительно эти типы структур или они есть результат разнообразных косых срезов складчатых структур без анализа сочетаний невозможно. Иллюстрацией сказанному служит блок-диаграмма (рис. 30), где обычная замыкающаяся симмет-

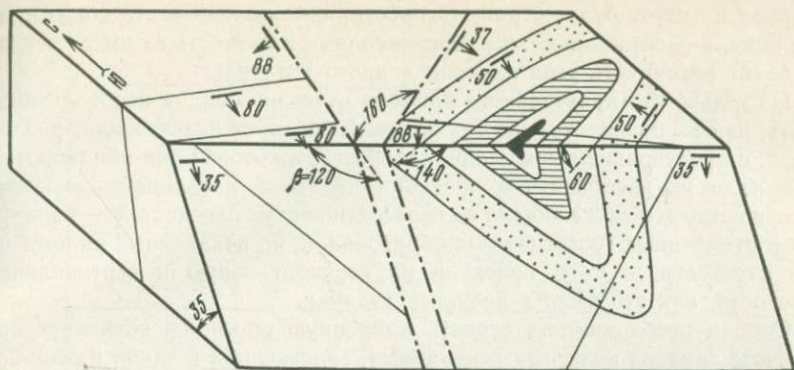


Рис 30. Соотношение элементов структур при косом их сечении наклонной плоскостью блок-диаграммы

ричная складка на склоне выглядит как структура с опрокинутыми несимметричными крыльями. Разломы кажутся вертикальными, хотя замеры показывают иное (один разлом падает на ЮЗ 88°, другой на ЮВ 37°), и выглядят как принадлежащие к одной системе (что не верно), а действительно принадлежащие к одной системе — кажутся разными, если судить о них по виду (выходам)

Рассматривая разнообразные сочетания плоскостей на веерной линейке, можно подобрать сколько угодно таких же примеров, беря фактические данные с карт, имея лишь положение плоскости их «размыва» или наклонного среза и тем самым «превращая» симметричные складки в асимметричные или, наоборот, в изоклинальные, лежащие и т. д. В принципе аналогичная картина будет и с разломами, когда одна и та же дизъюнктивная структура в одном случае будет выглядеть надвигом, а в другом — сбросом (в том числе при сечении ее вертикальной плоскостью разреза) Причем мы с ответственностью заявляем, что в этом нет никакой мистификации — эти сечения верно отражают действительные соотношения в данных разрезах или обнажениях, однако из этого не следует адекватная им трактовка наблюдений. Только объемная картина, создаваемая совокупностью элементов залеганий наблюдаемой структуры, позволяет делать о ней верные заключения, а о типе перемещений по разломам еще необходимы и дополнительные данные о положении линии скольжения блоков.

Из сказанного следует, что делая зарисовки обнажений, проводя фотодокументацию и т. д., необходимо отмечать не только азимут простирания зарисованного обнажения, но и углы его наклона. На зарисовке абсолютно обязателен показ элементов залегания контактов геологических тел. Без этих элементов залегания фотодокументация и любая другая документация не представляет существенной ценности для геологического изучения объекта. На фотографиях и фототеодолитных съемках (или прилагаемых к ним кальках) необходимо показывать геологические контакты с элементами их залегания и отмечать, какая часть топокарты отражена на фото; горизонталь

рельефа на карте будут отражать простираание данной части обнажения или вида, а расстояние между горизонталями и разность их высот всегда позволят рассчитать угол наклона данного участка.

Из только что приведенного примера отчетливо видна необходимость знать, как вычислить тот угол ρ , который образует пласт, жила, разлом и т. д. с простираением наклонной плоскости, в которой они обнажаются, если надо их изобразить в проекции на такой наклонной плоскости. По существу это та же задача на пересечение двух плоскостей — обнажения и отмеченных геологических образований, но показанных на наклонной плоскости, а не в проекции на горизонтальную и вертикальные плоскости, как это было в прошлых задачах.

Особая необходимость строить наклонную проекцию возникает при подсчете запасов полезных ископаемых, залегающих в такой наклонной плоскости и имеющих различного рода ограничения (разломы, сопряжения с другими рудными телами или пластами, ограничивающими или меняющими их характер). Для этой цели обратимся к рис. 28 и выразим значение угла ρ через величины, которые мы можем получить с помощью *веерной линейки*, наших таблиц [19], графическим или иным путем, а также данных полученных при полевых исследованиях. Из рис. 28 видно, что $\operatorname{tg} \rho = OC/AC$, в то же время $OC = OC' = h \operatorname{tg} \varphi$, а $AC = h \sin \alpha$. Сделав замены, получим $\operatorname{tg} \rho = h \operatorname{tg} \varphi / h \sin \alpha$, а произведя сокращения получим

$$\operatorname{tg} \rho = \operatorname{tg} \varphi / \sin \alpha. \quad (2)$$

По формуле (2) нами и была рассчитана табл. 2, составленная в том же стиле, что и табл. 1. Допустим, что за наклонную плоскость проекции взята первая плоскость с углом падения $\alpha = 50^\circ$, а проекция линии пересечения (или сопряжения) двух рассматриваемых плоскостей — ОА на вертикальную плоскость, параллельную первой плоскости, выражается углом $\varphi = 45^\circ$. Имея эти данные, на табл. 2 находим в левом столбце значение $\alpha = 50^\circ$ и на горизонтальной строке с этим значением α ищем пересечение ее с вертикальным столбцом, соответствующем значению угла $\varphi = 45^\circ$ (подписанном в верхней строке таблицы), где и читаем значение угла $\rho = 52^\circ 33'$. Если потребуется определить значение аналогичного угла ρ' , лежащего во второй секущейся (или сопрягающейся) плоскости, падающей под углом σ , то зная угол φ' , таким же путем по табл. 2 определим ρ' , имея в виду, что угол σ в этой таблице займет место угла α , а сама расчетная формула примет вид $\operatorname{tg} \rho' = \operatorname{tg} \varphi' / \sin \sigma$.

При изображении угла ρ или ρ' в рассмотренных наклонных плоскостях следует обращать внимание на значение угла γ в первом случае и ν — во втором (тупые они или острые). Если, например, угол γ острый, то угол ρ должен откладываться от той части линии простираания полуплоскости с углом падения α , которая составляет одну из сторон желоба, образуемого секущимися или сопрягающимися плоскостями (в нашем случае в левой части полуплоскости, глядя на нее в сторону падения), а при тупых углах γ угол ρ следует изображать в другой стороне полуплоскости от линии ее падения. В связи со сказанным выше направление наклона угла ρ не трудно установить, если читатель будет пользоваться нашими таблицами [19]. Об этом приходится говорить потому, что само значение

4* Определение угла ρ , лежащего между линией пересечения (или сопряжения) двух плоскостей и линией простираania одной из них (по выбору), в плоскости которой строится наклонная проекция

α	Углы φ																
	85°	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
90°	85°	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
85°	85°01'	80°02'	75°03'	70°04'	65°05'	60°06'	55°06'	50°07'	45°06'	40°06'	35°06'	30°06'	25°05'	20°04'	15°03'	10°02'	5°01'
80°	85°05	80°09	75°13	70°17	65°20	60°22	55°25	50°26	45°26	40°26	35°25	30°23	25°20	20°17	15°13	10°09	5°05
75°	85°10	80°20	75°29	70°38	65°46	60°51	55°57	50°58	46°	40°59	35°56	30°52	25°46	20°39	15°30	10°21	5°10
70°	85°18	80°36	75°52	71°07	66°20	61°31	56°39	51°45	46°48	41°45	36°42	31°34	26°23	21°10	15°55	10°38	5°19
65°	85°28	80°55	76°21	71°45	67°06	62°23	57°36	52°44	47°49	42°48	37°41	32°30	27°14	21°53	16°28	11°01	5°31
60°	85°41	81°19	76°56	72°30	68°00	63°27	58°46	54°00	49°06	44°06	38°57	33°41	28°18	22°48	17°12	11°31	5°46
55°	85°54	81°47	77°37	73°24	69°06	64°42	60°10	55°29	50°40	45°41	40°31	35°11	29°39	23°57	18°07	12°09	6°06
50°	86°10	82°18	78°24	74°25	70°20	66°09	61°48	57°16	52°33	47°36	42°26	37°00	31°20	25°25	19°17	12°58	6°31
45°	86°28	82°54	79°16	75°34	71°43	67°48	63°40	59°19	54°45	49°53	44°43	39°14	33°24	27°26	20°45	14°00	7°03
40°	86°47	83°32	80°14	76°50	73°19	69°38	65°46	61°40	57°16	52°33	47°27	41°56	35°57	29°31	22°38	15°20	7°45
35°	87°08	84°13	81°16	78°13	75°02	71°41	68°07	64°18	60°10	55°38	50°40	45°11	39°07	32°36	25°02	17°05	8°40
30°	87°30	84°58	82°22	79°41	76°53	73°54	70°42	67°14	63°26	59°13	54°28	49°06	43°00	36°03	28°11	19°25	9°55
25°	87°53	85°44	83°32	81°15	78°51	76°17	73°31	70°28	67°06	63°16	58°53	53°48	47°49	40°44	32°23	22°39	11°42
20°	88°17	86°33	84°46	82°54	80°56	78°50	76°32	73°59	71°07	67°49	63°58	59°22	53°45	46°47	38°05	27°16	14°21
15°	88°42	87°23	86°02	84°34	83°07	81°30	79°44	77°45	75°29	72°51	69°43	65°51	60°58	54°35	46°00	34°16	18°41
10°	89°07	88°13	87°20	86°23	85°22	84°16	83°04	81°43	80°09	78°19	76°04	73°15	69°34	64°30	57°04	45°26	26°44
5°	89°34	89°07	88°40	88°11	87°40	87°07	86°31	85°49	85°01	84°04	82°55	81°25	79°25	76°32	71°59	63°42	45°07

угла ρ не указывает, в какую сторону от линии падения наклонной плоскости проекции его следует изображать. Эта проблема не возникает (из-за наглядности), когда вычисление углов φ и φ' , необходимых для решения задачи, производится на веерной линейке ибо углы ρ и ρ' будут в тех же самых полуплоскостях, что и углы φ и φ' соответственно. При углах падения $\alpha = 90^\circ$ $\sigma = 90^\circ$ соответственно $\rho = \varphi$, а $\rho' = \varphi'$ возрастают почти до 90° по мере выполаживания углов α и σ до нуля градусов, что отчетливо видно при взгляде на табл. 2.

В заключение необходимо сказать, что делая зарисовку плоскости наклонного обнажения, шаг за шагом перемещаясь вдоль мерной ленты, мы должны ясно себе представить, что фактически мы изображаем (часто не подозревая этого) мыслимую вертикальную проекцию того, что находится на наклонной плоскости. Сама же вертикальная плоскость зарисовки параллельна простиранию обнажений. То же самое имеет место, когда мы создаем карту, где сочетания сложной поверхности рельефа и плоскости контактов различных пород, разломов и т. д. проектируются на горизонтальную плоскость. Теоретически все это знают (особенно в отношении карт), но находится все это в подсознании. С этим мы готовы связывать недооценку необходимой тщательной зарисовки этих соотношений на карте, вместо неоправданных огрублений и искажений картины, особенно при дешифрировании отличных аэрофотоснимков, где казалось бы нет места для домыслов (и дело здесь не в «художественных» возможностях геологов-съемщиков). Грамотная, читаемая карта есть основа правильного понимания структуры и расчетов амплитуд разновременных перемещений по разломам.

Номограмма для решения различных задач структурной геологии. Рекомендуемая номограмма была предложена И. Я. Фурманом только для определения горизонтального заложения пластов, но, как мы покажем ниже, она имеет более широкие возможности использования (см. прилож. 5). Она строилась в масштабе 1:1000. Параллельно горизонтальной и вертикальной ее осям проведена серия линий с разметкой метровой шкалы измерений (до 150 м). Из начала ее координат — точки О расходится веер линий, углы наклона которых к горизонтальной оси подписаны по периферии номограммы. Для удобства измерений длин расходящегося пучка линий из точки О циркулем проведены дуги с интервалом 5 м.

Эта номограмма позволяет решать ряд самостоятельных прямых и обратных задач или их необходимую часть, без которой невозможно решение всей задачи. В порядке очередности мы изложим, как и что решается этой номограммой.

Определение горизонтального заложения (а). Горизонтальное заложение пласта, падающего под углом α , есть кратчайшее расстояние между двумя его горизонталями, спроектированными на горизонтальную плоскость. В геометрическом выражении a — есть длина прилежащего катета к истинному углу падения пласта α . Формулой это выражается так: $a = h \operatorname{ctg} \alpha$, где h — есть разность высот между горизонталями пласта. Выбор шага между ними зависит от масштаба карты и рельефа местности. При крутом рельефе этот шаг больше, чем при пологом; чем мельче масштаб, тем крупнее шаг.

С помощью номограммы поставленная задача решается так. Допустим, что истинный угол падения пласта $\alpha = 80^\circ$, выбранная разность высот между горизонталями $h = 10$ м, требуется определить a в масштабе карты 1:2000. Поскольку при $h = 10$ м точность определения по номограмме будет не велика, берем значение $10h$, т. е. 100 м, и на вертикальной оси координат на 100-метровом уровне ищем точку ее пересечения с лучом $\alpha = 80^\circ$. Из этой точки опускаем перпендикуляр на горизонтальную ось и находим значение $10a = 18,3$ м. Можно было и не опуская перпендикуляра это расстояние получить, определив его на том же 100-метровом уровне от точки до вертикальной оси координат, если углы α круче 45° . Так как мы нашли значение $10a = 18,3$ м, то $a = 1,83$ м, или в масштабе карты 1:2000 это расстояние будет равно 0,91 м (перевод величин a в масштаб карты обязателен!).

Совершенно очевидно, что можно решить и обратную задачу, т. е. найти угол α — истинный угол наклона пласта, если известны по карте: его простирание, заложение a и разность высот h при данном заложении.

Определение видимого угла наклона пласта или уклона рельефа. Геологу нередко приходится иметь дело с породами, обнажающимися в недоступных обрывистых склонах, а также изучать пирокластические и другие эффузивные образования, осадочные породы разного состава и окраски (пески, конгломераты, брекчии и т. д.), которые не образуют хороших плоскостей для непосредственных замеров элементов их залегания. Поэтому возникает необходимость определять их по хорошо различимым издали признакам слоистости или флюидалности в косых не параллельных сечениях рельефом местности. Часто это же хорошо видно и на аэрофотоснимках при их дешифрировании. Для этой цели, имея топокарту (или, что еще лучше, и аэрофотоснимки), выбирают пару точек на одном из горизонтов пород, которые можно точно зафиксировать на топокарте, измеряют расстояние этих точек в горизонтальной проекции l (поскольку всякая топокарта есть горизонтальная проекция рельефа) и с учетом масштаба карты выражают это расстояние в метрах. Разность высот h между этими точками в метрах определяют следующим образом: на номограмме (см. прилож. 5) отмеряют расстояние l по горизонтальной оси от начала координат O , а в конце отрезка по вертикальной оси отмеряют разность высот h . Гипотенуза, соединяющая катеты прямоугольного треугольника, покажет нам искомый видимый угол наклона пласта. Остается измерить по карте азимут наклона этой линии, соединяющей точки, и записать полученные данные в полевой дневник. Также выбирается вторая пара точек (не обязательно на том же пласте или горизонте, если это серия согласно залегающих осадков), но с другим азимутом между ними, чем в первой паре. Этих данных достаточно для вычисления элементов их залегания: методы их расчета нами рассмотрены ниже.

Определение угла наклона рельефа в выбранном направлении ничем не отличается от только что описанной операции, как и определение угла наклона пласта между двумя скважинами, если известны высотные отметки этого пересечения и расстояния между ними.

Может возникнуть обратная задача, когда надо выбрать направление для постройки автотропы к буровым вышкам или другим сооружениям

или пройти наклонную горную выработку с заданным уклоном. Для этого в масштабе карты или плана по номограмме следует определить масштаб заложения a , так как это было описано выше, и взяв измерительный циркуль «прошагать» им с горизонтали на новую горизонталь, отмечая эти точки и потом соединяя их линией. Конечно, для пласта, по которому должна быть пройдена наклонная разведочная горная выработка, необходимо иметь его изображение в горизонталях.

Определение видимых углов наклона в косых сечениях контактов геологических тел с помощью номограммы или графическими построениями. В тех случаях, когда нет табл. 1, но имеется номограмма (или она может быть построена самим исследователем на миллиметровке) указанная выше задача решается следующим образом. Зная истинные элементы залегания рассекаемой плоскости, падающей под углом α , по номограмме определяют ее заложение a при выбранной нами высоте h . Составляют, в удобном масштабе, схематический план, на котором изображают простираание плоскости и от нее на расстоянии a рисуют параллельную ей линию, отражающую след этой плоскости на высоте h . Затем чертят требуемую линию вертикального разреза, косо секущую эти параллельные линии, и в этом косом сечении измеряют отрезок линии l , который заключен между параллельными линиями (с учетом масштаба). Длина линии l является прилежащим катетом, а выбранная высота h противолежащим. На их основе строится угол (если нет номограммы) и измеряют его транспортиром (решая задачу), а если она есть, отрезок l отмеряют на номограмме на горизонтальной оси, а h на вертикальной, тогда гипотенуза, соединяющая концы катетов (т. е. одна из линий расходящегося их пучка из начала координат), укажет нам искомый угол, подписанный на границе номограммы. Конечно, эти данные будут менее точны чем полученные из табл. 1.

Определение угла наклона пород в разрезах с разным горизонтальным и вертикальным масштабом. Такие разрезы иногда необходимы для показа маломощного чехла четвертичных и других образований, профилей через акватории морей, для отражения мелких складчатых и разрывных дислокаций. Обычно вертикальный масштаб в два, а иногда и в 10 раз превышает горизонтальный, что ведет к резкому искажению рельефа, углов падения пород и разломов, увеличивая их крутизну. При составлении таких разрезов, помимо только что рассмотренного введения поправок на косое сечение пород и разломов необходимо вводить поправку на разность принятых масштабов. Допустим, что вертикальный масштаб в два раза крупнее горизонтального и нам требуется изобразить породы падающие в этом сечении под углом $\alpha = 16^\circ$. Находим на номограмме И. Фурмана (см. прилож. 5) этот угол, берем за прилежащий катет a удобный для нас масштаб, где $a = 100$ м и находим, что противолежащий этому углу катет будет примерно равен $h = 30$ м. Поскольку вертикальный масштаб в два раза крупнее, то удваиваем последний (т. е. берем $2h = 60$ м), сохраняя $a = 100$ м и находим, что при этих новых размерах катетов искомый угол наклона окажется равным $30^\circ 45'$. Если бы мы имели пятнадцатую разность между этими масштабами, то тот же 16° угол мы

должны были бы заменить в таком разрезе на 55° . Отсюда следует что углы в 45° и чуть круче уже при пятикратной разнице в масштабах будут около 80° и выше, что неузнаваемо исказит структуру дислоцированных толщ, и пользоваться таким приемом следует только для показа специфических случаев.

Если при изображении пород и разрывов строго соблюдался указанный перерасчет элементов залегания, то измерив их на таких разрезах можно очень приближенно решить и обратную задачу, т. е. выявить истинные углы их наклона в данном сечении.

Определение истинных элементов залегания контактов геологических тел с помощью радиусной линейки И. П. Кушнарера по видимым углам и азимутам их падений, замеренным в естественных и искусственных обнажениях, а также по крупномасштабным аэрофотоснимкам. В соответствии с перечисленным разнообразием природных вариантов задач рассмотрим их последовательно, но предварительно отметим, что для этой цели В. И. Бауманом примерно в 1905 г. была предложена специальная сетка, состоящая из серии концентрических окружностей, отражающих разный наклон мысленно расходящихся линий, сосредоточенных в одной точке, на произвольно выбранной (удобной) высоте h , расположенной в центре круга, перпендикулярно его плоскости. Поворот этих разнонаклонных линий на 360° и создаст серии концентрических окружностей, радиусы которых r рассчитаны по формуле $r = h \operatorname{ctg} \alpha$, где α есть угол наклона этих линий к горизонту, принятый с шагом допускающим разглядеть их просветы и знать угол, которому они соответствуют. Центру сетки соответствует угол 90° , а удаляющейся от него периферии — более пологие углы. Радиально расходящаяся от центра сеть прямых линий указывает азимуты, а стоящие на них точки обычно видимые углы наклона косо рассеченной плоскости в двух не параллельных направлениях. Поскольку эти точки расположены на горизонтальной плоскости, то линия, их соединяющая, будет указывать ее простираание, а точка ее пересечения перпендикулярной линией укажет азимут и истинный угол падения плоскости, направленный по указанному азимуту в сторону от центра сетки.

Эта хорошая по своей идее и до сих пор всеми пропагандируемая сетка тем не менее не нашла применения потому, что для крутых углов (от 90 до 35°) из-за близости концентрических окружностей она очень не точна, а углы положе (меньше 10°) ею не охвачены, так как слишком велики радиусы этих окружностей. Дополнительным неудобством является необходимость иметь в наборе геолога еще одну сетку. Все вместе взятое и погубило ее внедрение.

Взамен ее предлагается именуемая кратко «радиусная линейка» (или «Устройство для расчетов истинных элементов залегания геологических тел», авт. свидет. И. П. Кушнарера от 20/II—1981 г., № 840929) для использования в комплексе с любой стереографической сеткой (В. Вульфа, В. Шмидта и других, на которых по периферии размечены азимуты падений, см. прилож. 1), т. е. сеток, применяемых для нанесения трещин, спайности и оптических осей минералов. Радиусная линейка (см. прилож. 6) имеет три шкалы градусных делений (рассчитанных по той же формуле $r = h \operatorname{ctg} \alpha$, но различающихся принятой высотой h ,

т. е. масштабом). В зависимости от того, с какими углами падения имеет дело геолог, он выбирает одну из трех шкал для расчетов. Шкалы для крутых и средних углов расположены по обе стороны от центральной линии с пунктирно-дырочной прорезью для отметок точек на восковке, положенной на сетку Вульфа (или другую сетку), куда поверх восковки кладется радиусная линейка, соединяемая с сеткой иглой или штифтом, позволяя ей вращаться вокруг отверстия, совпадающего с делением 90° . Во время расчетов восковка должна сохранять одно и то же положение на сетке (лучше ее скрепить, поставив штрих, совпадающий с меридианом сетки следя, чтобы восковка не вращалась). Допустим, что мы имеем замеренные в поле (или данные скважин, подсекших пласт, рассчитанные с помощью номограммы Фурмана (см. прилож. 5), как это было описано выше) азимуты и видимые углы наклона согласно залегающих пластов:

1) азимут падения 310° \angle пад. 35° и 2) азимут падения 72° \angle пад. 52° . Замечаем, что для этих углов наклона лучше решать задачу, используя среднюю левую шкалу радиусной линейки. Для этого поворачиваем эту линейку вокруг оси до совмещения ее центральной линии с азимутом падения 310° и ставим точку А, соответствующую углу наклона 35° . Также находим и точку Д, соответствующую второму замеру (рис. 31). Повернув радиусную линейку так, чтобы она не мешала, соединяем точки А и Д линией, которая и есть простирание пласта. Повернув теперь радиусную линейку перпендикулярно этой линии (приложив угольник) видим что в точке Е эта линия пересекает пунктирно-дырочную прорезь и по левой шкале считываем истинный угол падения пласта

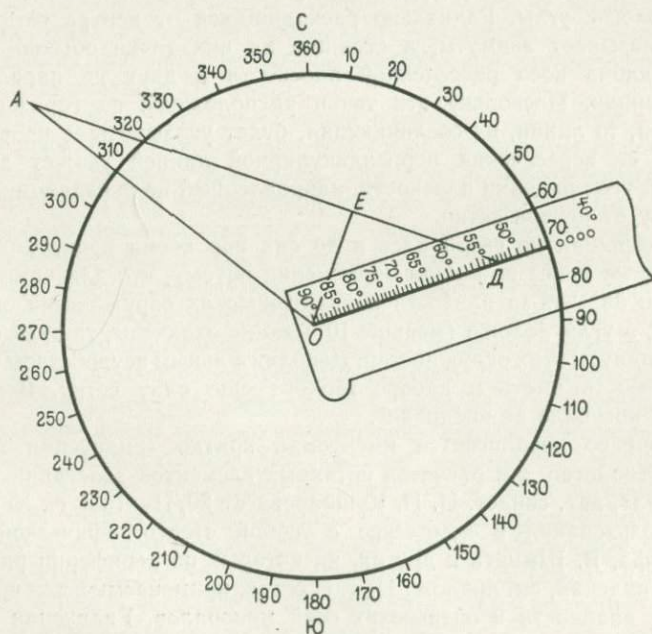


Рис. 31. Определение истинных элементов залегания с помощью радиусной линейки

равный $64^{\circ}30'$, а на продолжении центральной линии радиусной линейки читаем истинный азимут его падения 20° . Итак, элементы залегания пласта будут — азимут падения 20° \angle пад. $64^{\circ}30'$ что и записываем.

При наличии аэрофотоснимков почти все рекомендуют использовать так называемые пластовые треугольники и по ним с помощью паралактической линейки определять элементы залегания пластов. Этот прием дает не очень точные результаты и, кроме того, требует специальных инструментов и большого навыка. Более того само замыкание пластового треугольника на водоразделах или долинах, где коленообразно меняется поведение пластов, всегда дает самые нечеткие границы, на которые как раз и опираются такие определения, внося дополнительные (возможно главные) неточности в эти измерения. Поэтому мы не рекомендуем брать их во внимание, а предлагаем опираться на их крылья, выбирая четкие границы пластов или толщ, где и ставим пару точек, по возможности дальше отстоящих друг от друга, чтобы иметь больший перепад высот и возможность точнее измерить азимут видимого наклона пород в их пределах. Вторую пару точек с иным азимутом видимого падения пластов не обязательно брать на втором крыле этого треугольника если его контакты видны хуже, а можно их выбрать на соседнем пласте ибо в согласно лежащей толще пород, падающей моноклинально в данном участке, сечения с одинаковым азимутом должны дать такие же видимые углы наклона пород. Это мы еще раз подчеркиваем, так как это создает большую свободу в выборе и ведет к повышению точности расчетов истинных элементов залегания, характерных для данного участка. Если аэрофотокарта имеет и горизонтали, то не потребуется переносить эти пары точек на топооснову, вычисляя разность их высот. Все остальные вычисления следует вести так, как это было описано выше.

Определение истинных элементов залегания по данным трех буровых скважин. При проведении работ по глубокому картированию закрытых территорий, а также при геологоразведочных работах на месторождениях широко используется бурение скважин. В этом случае непосредственное измерение горным компасом элементов залегания геологических поверхностей практически исключается и их определение с помощью различных построений представляет особый интерес.

В большинстве случаев при бурении скважины могут быть получены данные о ее ориентировке и определен угол пересечения плоскости напластования (или любой другой геологической плоскости) с осью скважины. Ориентировка оси скважины в месте ее пересечения с пластом определяется по начальному азимуту и углу забуривания, или с учетом данных инклинометрии, которая должна проводиться при бурении скважин глубиной более 100 м. Угол пересечения пласта с осью скважины замеряется с помощью горного компаса. Для этого ось керна ориентируют горизонтально, а длинную сторону компаса совмещают с направлением падения плоскости напластования. Более точные результаты измерения истинного угла наклона к оси скважины, а в вертикальной скважине и истинного угла падения пласта α получаются при расчете через отношение диаметра (d) керна к расстоянию l между выходами на поверхность крайних, наиболее удаленных друг от друга точек сопряжения контакта с цилиндрической поверхностью керна т. е. $l/d = \operatorname{tg} \alpha$

Чаще в записях указывается зенитный угол ($90 - \alpha$), замеренный относительно оси керна.

Определение элементов залегания пласта по данным бурения одной скважины достигается только в случае подъема ориентированного керна. Получение ориентированного керна является трудоемкой операцией. Кроме того, необходимость ее проведения трудно определить заранее, до обнаружения в скважине интересующего нас пласта или другого геологического тела. В связи с этим подъем ориентированного керна осуществляется довольно редко.

Наиболее просто задача определения элементов залегания пласта решается при вскрытии его тремя вертикальными скважинами, не лежащими на одной прямой линии. Следует помнить, что верные результаты получим только тогда, если мы во всех трех скважинах будем иметь дело с висячим (или лежачим) боком одного и того же пласта (жилы, дайки и т. д.), который не может быть спутан с другим. Точки пересечения пласта скважинами выносятся на план с указанием их высотных отметок. Если контакт пород (плоскость напластования, жилы, дайки и т. д.) вскрыт наклонными скважинами, то на плане положение этих точек определяется с учетом наклона скважины или данных ее инклинометрии, а места подсечения определяемого пласта отмечаются на плане. В остальном все расчетные операции остаются теми же, как и в наиболее простом случае, когда скважины вертикальны. Задача эта может быть решена несколькими способами, зависящими от имеющихся инструментов и симпатий геолога к этим способам.

Рассмотрим графический и другие способы. На плане (рис. 32, а) показано положение трех вертикальных скважин с их абсолютными отметками (в скобках). Разведваемый пласт вскрыт скважинами 1, 2 и 3 на абсолютных отметках соответственно -100 ; -185 и -230 м. Наиболее высокое подсечение (-100 м) будет в скв. 1, а низкое (-230 м) в скв. 3. Соединяем их сплошной линией и путем интерполяции, например с помощью дополнительного чертежа (рис. 32, б), находим высоту моноκлиально падающего пласта с отметкой -185 м, равной высоте его подсечения в скв. 2. Это будет в точке *a*. Линия, соединяющая скв. 2 и точку *a* и будет линией простирания с азимутом 80° , измеренном на плане (см. рис. 32, а). Расстояние по нормали к линии простирания от скв. 1 составляет 150 м, а разность высот между этой линией (-185 м) и скважиной $185 - 100 = 85$ м. Тангенс истинного угла наклона пласта составит $85/150 = 0,566\dots$, что соответствует углу $29^\circ 30'$. Этот угол можно найти по указанным длинам катетов с помощью номограммы (см. прилож. 5). Итак, элементы залегания пласта будут аз. простир. 80° пад. Ю $\angle 29^\circ 30'$ или аз. пад. $170^\circ \angle 29^\circ 30'$.

Ту же задачу можно решить имея лишь план (см. рис. 32, а) с абсолютными отметками подсечения пласта в скважинах 1, 2, 3, радиусную линейку И. Кушнарева (см. прилож. 6), сетку В. Вульфа (см. прилож. 1) и номограмму Я. Фурмана (см. прилож. 5). На плане определяем азимуты видимых падений пласта от скв. 1 к скв. 2 и 3, куда стрелками показаны эти видимые падения пласта, и измеряем расстояния между скважинами (в плане); если скважины наклонные, то между точками подсечения пласта. Итак имеем: видимый азимут падения пласта от скв. 1 к скв. 2

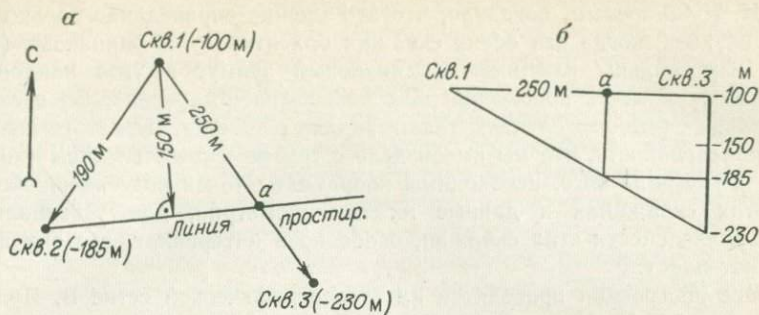


Рис. 32. Определение элементов залегания по трем скважинам

213° , а угол наклона находим по номограмме по соотношению катетов — расстоянию между скважинами (190 м) и разности высот подсечения пласта ($185 - 100 = 85$ м), где $\operatorname{tg} \alpha = 85/190$, что по номограмме примерно соответствует углу $23^\circ 30'$, т. е. имеем видимое падение $213 \angle 23^\circ 30'$ видимый азимут падения от скв. 1 к скв. 3 составляет 144° , а видимый угол падения находим по номограмме из соотношения катетов, т. е. расстояния между скв. 1 и скв. 3 равного 250 м и разности высот подсечения ими пласта — $230 - 100 = 130$ м, что даст $\operatorname{tg} \alpha_2 = 130/250$ или этот угол α_2 находим по номограмме (см. прилож. 5), $\alpha_2 = 27^\circ 20'$. Далее действуем так, как это описано раньше, т. е. на восковке, положенной на сетку Вульфа, с помощью радиусной линейки (см. прилож. 6) находим точки соответствующие этим азимутам и углам видимых падений пласта, соединив которые получим линию простирания, а по радиусной линейке повернутой перпендикулярно к ней, найдем истинные элементы залегания — аз. падения 170° , угол пад. $29^\circ 30'$. Этот путь короче и им следует идти, если нет сетки и радиусной линейки.

Аналогичную задачу можно решить и другим, давно известным графическим способом (рис. 33). Имея замеры в косых сечениях азимутов (ОА и ОБ) и видимых наклонов к горизонту (25° и 21°) какого-либо пласта, составлялась горизонтальная проекция (план) На ней же изображаем развертку этих наклонных линий (поворотом их на 90° в разные стороны от их проекций (см. пунктирные линии с точкой) Затем на этих пунктирных линиях находим равновысотные точки В и Г на произвольно выбранной нами высоте h путем проведения на этой высоте коротких линий параллельных соответственно ОБ и ОА и на них проектируем точку В в Ж, а точку Г в Е. Соединив точки ЕЖ получим проекцию линии простирания. Перпендикуляр к ней ОД будет отражать азимут падения. Отложив от точки Д в любую удобную сторону отрезок $ДЗ = h$ и соединив точку З с О получим истинный угол падения искомой плоскости, который остается измерить транспортиром, на плане, как и истинные азимуты ее простирания и падения.

Определение элементов залегания по двум непараллельным скважинам. До сих пор существовало представление, что по данным двух скважин нельзя однозначно определить элементы залегания плоских геологических тел. Специальное исследование этого вопроса, проведенное

наклона линии, лежащий в плоскости пласта и проходящий через точки его подсечения в этих скважинах. Построения базируются на определении возможных положений нормали к плоскости пласта относительно оси каждой скважины и относительно линии, соединяющей точки его подсечения в скважинах. Относительно оси скважины всевозможные положения нормали образуют в пространстве конус, который на сетке Вульфа также изображается в виде окружности (рис. 34). Окружности, построенные относительно двух скважин, пересекутся в двух точках. Истинное положение нормали к плоскости пласта будет определяться одной из этих точек, лежащей в плоскости, нормальной по отношению к линии, соединяющей точки подсечения пласта в скважинах. Именно она и будет определять, какой из двух вариантов истинный.

Разберем последовательность построений на примере. Допустим, что скв. 1 в точке пересечения с пластом имеет азимут 114° и зенитный угол 60° ; угол между плоскостью напластования и осью керна 68° . Ось скв. 2 имеет азимут 336° и зенитный угол 60° ; угол между осью керна и плоскостью напластования 46° . Точки подсечения пласта лежат на линии, имеющей азимут 181° (по направлению от высокой отметки пласта к низкой). Расстояние между точками равно 50 м, разность высотных отметок пласта составляет 10 м.

Определяем точками по стереографической проекции на восковке положение осей скважин; на рис. 34, б они обозначены цифрами 1 и 2. Угол между осью скважины и нормалью вычисляется как дополнительный до 90° к углу между осью керна и плоскостью напластования. В данном примере для скв. 1 он равен 22° , для скв. 2 44° . Определяем возможные положения нормали относительно оси скважины. Это делается следующим образом (см. рис. 34, а). При исходном, обычном положении сетки по меридиану, проходящему через ось скв. 2 в обе стороны от нее откладываем угол 44° (угол между осью скважины и нормалью к плоскости пласта). Затем, не смещая центра восковки относительно центра сетки, поворачиваем ее на угол 10° (такой поворот обеспечивает, как правило, достаточную точность построений). Ось скважины совместится с другим меридианом, по которому также в обе стороны от оси откладываем угол 44° . Эти операции повторяются до тех пор, пока восковка из исходного положения не окажется повернутой на 180° . Полученные точки соединяются в окружность плавной линией. Такая же окружность строится для скв. 1 (рис. 34, б). В нашем примере обе окружности пересекаются в точках 4 и 5 (рис. 34, б). Для выбора одной из этих точек в качестве точки, отражающей истинное положение нормали к плоскости пласта, определим ориентировку линии проходящей через точки пересечения пласта скв. 1 и 2. Эта линия лежит в плоскости пласта, и одна из нормалей к этой линии является также и нормалью к плоскости пласта. Вся совокупность нормалей к данной линии образует плоскость, перпендикулярную к линии. Тангенс угла наклона этой линии к горизонту в рассматриваемом примере составит $10:50=0,20$. Из соотношений катетов этот угол может быть определен по номограмме (см. прилож. 5), что соответствует углу 12° . Положение линии на стереографической проекции отражено на рис. 34, а точкой 3. Плоскость, перпендикулярная к данной линии, проходит через точку 4, которая и является искомой нормалью

к плоскости пласта. Прямая линия, проходящая через центр сетки, и нормаль (точка 4) определяют азимут падения пласта, который в данном примере равен 251° . Угол падения пласта определяется как угол между нормалью к его плоскости и вертикальной линией (центром сетки) В данном примере он равен 31° (см. рис. 34, б).

В случае, когда оси обеих скважин ориентированы одинаково, данная задача имеет два решения. Такое положение наиболее характерно при бурении для целей картирования вертикальных скважин. При этом угол между осью керна и плоскостью пласта в обеих скважинах будет одинаковым. Для выбора одного из вариантов решения этой задачи проводятся построения, аналогичные описанным выше. В этом случае строится одна окружность, отражающая одинаковые возможные положения нормалей к плоскости пласта в этих скважинах. Оба варианта решения получаются как точки пересечения окружности плоскостью, перпендикулярной к линии, проходящей через точки подсечения пласта в скважинах. Наиболее предпочтительный из этих вариантов может быть выбран на основе привлечения дополнительной информации о преобладающем простирании пород в районе или характерных углах и направлениях падения.

Для иллюстрации этих построений можно использовать данные предыдущего примера. Допустим только, что скв. 1 имеет ту ориентировку, что и скв. 2 и соответственно тот же угол наклона пласта к оси скважины. Тогда на рис. 34, а возможные варианты положения нормали к плоскости пласта будут соответствовать точкам 4 и б. Для точки 4 азимут падения пласта равен 251° , угол падения 31° . Для точки б азимут падения составит 100° , угол падения будет равен 54° .

Вычисление истинных мощностей геологических тел. Для расчета мощностей существуют пять широко известных формул (рис. 35), применимых лишь к частным простым случаям [4, 22 и др.]. Они учитывают вариации в наклоне пласта и рельефа, а также случай пересечения

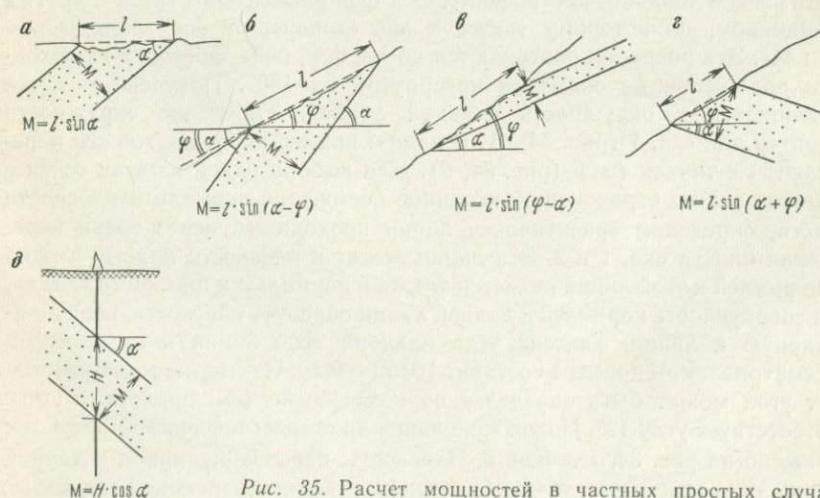


Рис. 35. Расчет мощностей в частных простых случаях

пласта вертикальной скважиной. Главными условиями для расчетов являются:

1) известные по полевым замерам или расчетам элементы залегания пород;

2) строго выдержанное измерение расстояний между лежащим и висячим боками пород вкрест простираения их контактов;

3) замеры расстояний либо не требуют приведения рельефа к одной линии l и они могут быть замерены рулеткой, либо такие поправки на сложный рельеф введены (т. е. путем построений установлена одна общая прямая линия l , соединяющая висячий и лежащий бока пород);

4) замерен (или вычислен) общий угол наклона рельефа от одного до другого контакта пород вдоль линии, по которой мерилось расстояние l .

Для этих простых случаев мощности могут быть вычислены как по приводимым ниже формулам, так и по номограмме (см. прилож. 5) с учетом структуры этих формул. Применяемые значения в формулах следующие: M — истинная мощность; l — расстояние между висячим и лежащим боками (с приведенными выше условиями); α — истинный угол падения пласта; φ — угол наклона линии l к горизонту.

При равных высотах лежащего и висячего боков пласта, т. е. $\varphi=0^\circ$ (см. рис. 35, а), формула для расчета мощности имеет вид $M=l \sin \alpha$. Допустим $l=12$ м, а $\alpha=55^\circ$. Согласно приведенной формуле и в соответствии с условиями на номограмме находим луч с углом $\alpha=55^\circ$ и вдоль него, от начала координат — O , отмеряем расстояние $l=12$ м, а на противолежащем катете прямоугольного треугольника (т. е. на вертикальной оси номограммы) находим мощность M и видим, что она не велика, а точность определения ничтожна. Поэтому берем величину $10l=120$ м, находим катет, противолежащий углу $\alpha=55^\circ$, и получаем $10M=98$ м, а отсюда определяем истинную мощность $M=9,8$ м.

Структуры трех следующих формул однотипны первой и отличаются только тем, что в них учитываются разные сочетания уклона рельефа (φ) и истинного угла падения пласта (α). Соответственно вместо $\sin \alpha$ в следующей, второй формуле (рис. 35, б) берется $\sin(\alpha - \varphi)$, в третьей (рис. 35, в) $\sin(\varphi - \alpha)$ и, наконец, в четвертой — сумма этих углов (рис. 35, г). Поэтому принцип решения задачи сохраняется прежний. По лучу (гипотенузе, соответствующей вычисленному углу, т. е. $\alpha - \varphi$; $\varphi - \alpha$ или $\alpha + \varphi$) отмеряем от начала координат расстояние l , а на катете, противолежащем этому же углу (т. е. по вертикальной оси), получаем значение мощности (M).

В пятой формуле (рис. 35, д) $M=H \cos \alpha$, где H — разность высот между лежащим и висячим боком пласта, пересеченного вертикальной скважиной, действуем несколько иначе. Берем от начала координат отсчет H по лучу, соответствующему углу падения α , а на прилежащем катете (т. е. горизонтальной оси номограммы) считываем значение истинной мощности пласта (M).

В подавляющем большинстве случаев в поле невозможно провести строго поперечные к простираению пород замеры их выходов на поверхность из-за сложного рельефа местности, характера расположения корен-

ных обнажений, а также специального или технического искривления буровых скважин, особенностей проходки различных поверхностных и подземных горных выработок и т. д., что, в конечном счете, не позволяет вести расчеты мощностей по этим простым формулам. Поэтому были многочисленные попытки найти универсальную формулу их расчетов. К их числу относятся давно предложенные формулы И. Я. Фурмана, М. П. Леонтовского и др. и недавние (1972—1973 г.) — П. Пеннебекера и В. Хеппа. Разбор применимости формулы М. П. Леонтовского, данный в 1977 г. В. С. Милеевым, ее же и других формул нами [18] показал, что они не имеют граничных условий своей применимости, и во всяком случае не универсальны либо громоздки и в дополнение требуют еще применения стереографических сеток (формулы П. Пеннебекера и В. Хеппа) и поэтому мы считаем необходимым твердо заявить, что во избежание ошибок пользоваться ими не следует. Рассмотрение этого вопроса привело нас к выводу, что различные сочетания косых к простиранию пород (часто ломаных) линий, по которым ведется изучение разрезов, а также к углам падения пород и наклону рельефа (круче он или положе, чем падение пород, и направлен в одну или в противоположную им сторону), не позволяют иметь одну универсальную формулу. Учет этих сочетаний позволил нам вывести четыре простые формулы, охватывающие все не рассмотренные ранее варианты соотношений. Вывода их мы здесь не приводим; интересующиеся могут найти их в нашей книге [18].

При расчете мощностей по этим формулам необходимо иметь данные об истинных элементах залегания тел (пластов, жил, даек, разломов и т. д.) и, естественно, пересечении геологических тел (от висячего до лежащего бока) скважинами или скальными обнажениями. Если скважина наклонная и искривленная, требуются все азимутальные и зенитные углы ее искривления для того, чтобы правильно вычислить длину линии l между точками А и В подсечения их контактов. Поскольку положение линии l в общем случае косое к простиранию вычисляемых мощностей этих тел, то требуется иметь горизонтальную проекцию l' (т. е. план) для установления видимого угла падения σ в этом косом сечении по табл. 1 или веерной линейке И. Кушнарера (см. прилож. 3—4), наконец, номограмме И. Фурмана (см. прилож. 5). План должен быть построен с учетом искривлений скважины и на нем должны быть показаны точки А' и В' подсечения пласта. Для этого надо иметь и профиль этой искривленной скважины. После этого, соединив точки А' и В', на плане строим вертикальный разрез, как это показано на рис. 36, а. На этом разрезе, соединив точки А и В, получим линию l и определим ее угол наклона φ к горизонту. Угол φ может быть вычислен и с помощью номограммы. Еще раз подчеркиваем, что характер сочетаний пластов (или пачек), показанных на разрезах, может быть встречен и в поле в скальных обнажениях и поэтому весь ход решения сохраняется тот же. Для вычисления l , соединяющего висячий и лежащий бока пород, т. е. спрямленное расстояние между ними, а наклон этой линии l к горизонту (т. е. угол φ) можно найти на разрезе, показанном ниже, где разбирается графический способ решения той же задачи.

Если скважина пересекает толщу, падающую ей навстречу (в обнажении равноценным будет падение пород в противоположную сторону

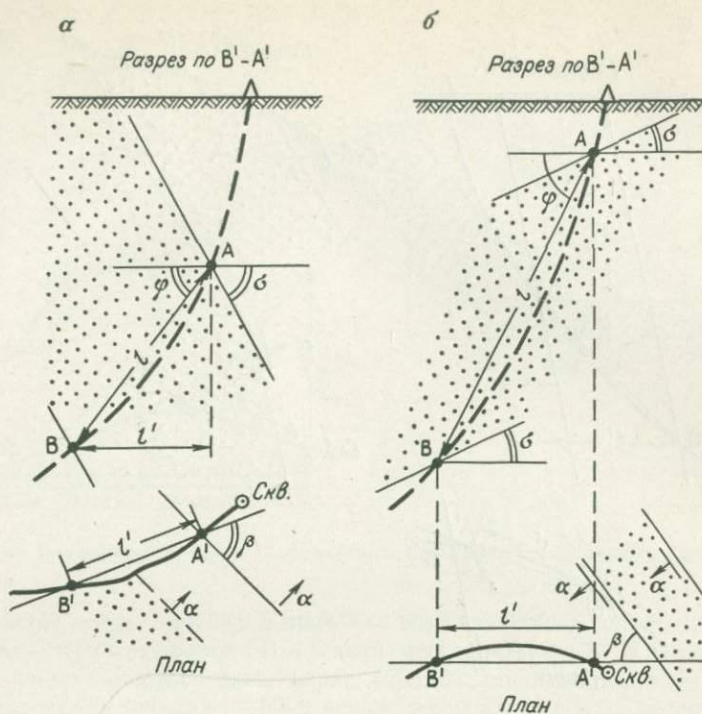


Рис 36. Расчет мощностей в косом сечении пласта, падающего навстречу скважине (а) и в догонку крутонаклонной скважины (б)

наклона рельефа, но круче его) как на рис. 36, а, то расчет мощности (М) необходимо вести по формуле

$$M = l \cos \alpha \cos \varphi (\operatorname{tg} \varphi + \operatorname{tg} \sigma). \quad (3)$$

Если же скважина (или скальный выход пород) и геологическое тело имеют одно общее наклонение, но скважина (или склон) круче падения геологического тела (см. рис. 36, б), то расчет мощности надо вести по формуле

$$M = l \cos \alpha \sin \varphi (1 - \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \sigma) \quad (4)$$

Если же эти соотношения обратные (рис. 37, а), то расчет мощности следует вести по формуле

$$M = l \cos \alpha \cos \varphi (\operatorname{tg} \sigma - \operatorname{tg} \varphi). \quad (5)$$

При горизонтальном, но косом сечении к простиранию тела (рис. 37, б), что является обычным случаем при разведке объектов горизонтальными скважинами и горными выработками, полевой документации, скальных выходов у дорог и т. д., расчет мощностей следует вести по формуле

$$M = l' \sin \alpha \sin \beta, \quad (6)$$

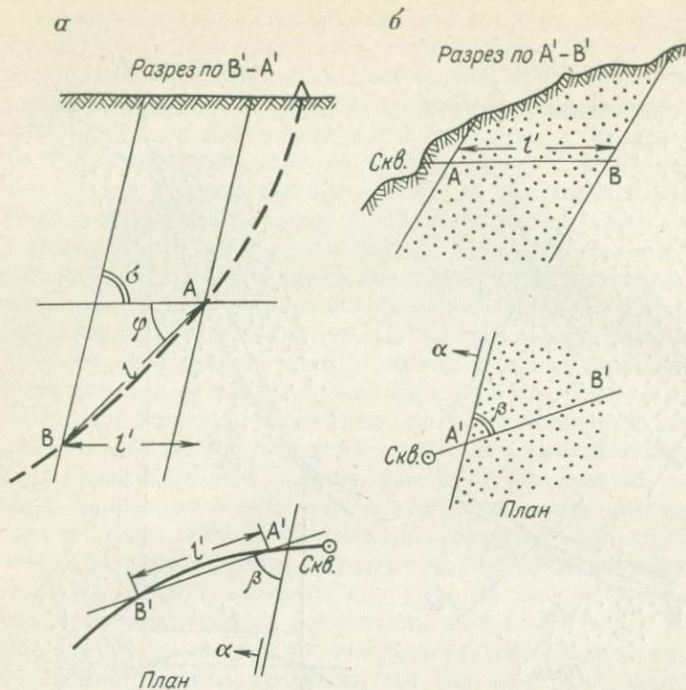


Рис. 37. Расчет мощностей в косом сечении пласта, падающего круче скважины, но в ту же сторону (а), и при подсечении горизонтальной скважиной (б)

где l' — длина косо горизонтального сечения геологического тела; β — угол между простиранием тела и линией l' . При этом не имеет значения, будет ли β острым или тупым углом, ибо $\sin(180 - \beta) = \sin\beta$, и поэтому вид формулы не изменится.

Графический метод расчета мощности по ломаной линии маршрута при геологической съемке и данным горных работ. Приведенные выше формулы в математической форме решают все перечисленные задачи, но не всегда в поле есть необходимые таблицы, чтобы выполнить такую работу немедленно. Поэтому нами предложен (и внедрился при геологосъемочной практике студентов) простой, достаточно надежный (хотя и не слишком точный) метод графических расчетов мощностей по ломаной линии маршрутов, документации магистральных и более коротких канав, не идущих вкрест простирания пород, а также выемок дорог, карьеров и т. п. Для такого расчета необходимо иметь следующие данные: элементы залегания пород и абрис (схематический чертеж) расположения обнажения или маршрута, от одного до другого контакта в любом направлении, удобном для описания разреза.

На разбираемом нами примере (рис. 38) эти данные сведены в табл. 3, в которой в первой графе (1) указаны точки, между которыми маршрут был прямолинейным и в пределах него измерялись: азимут маршрута и угол наклона рельефа (2), замеренный компасом (или инклинометром),

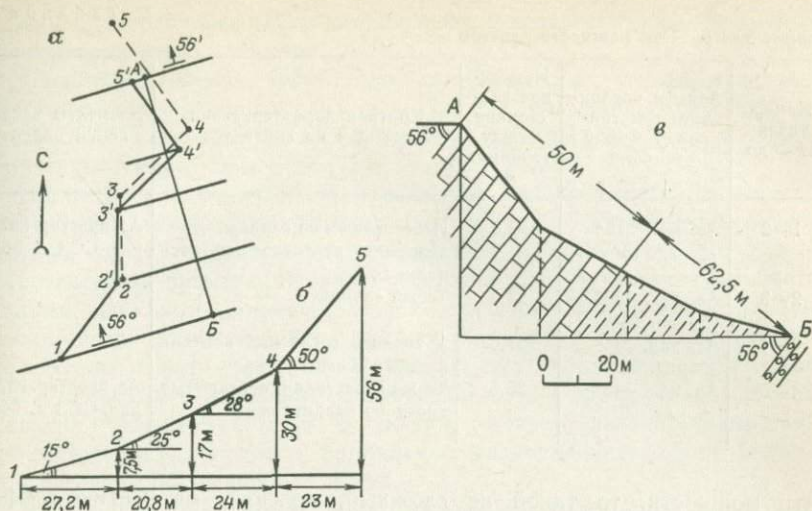


Рис. 38. Графический метод определения мощностей по данным маршрута

расстояние между точками в пределах этой наклонной линии маршрута (3), характеристика пород (4) и элементы их залегания (5), а на рис. 38, а в указанном масштабе даны абрис ломаной линии маршрута и длина отрезков между точками 1—5 без всяких поправок на общий уклон рельефа между этими точками. Для того чтобы ввести поправки в эти расстояния и построить горизонтальную проекцию (план) этого маршрута, вдоль ломаной линии абриса построен профиль (рис. 38, б) в соответствии с данными табл. 3 и графическим путем вычислены проекции этих наклонных линий на горизонтальную плоскость, а также превышения этих точек над точкой 1. Имея длины этих отрезков между точками, на том же абрисе (см. рис. 38, а) сплошной линией показываем проекцию (план) этого маршрута между точками 1'—2'—3'—4'—5', а на указанных точках перегиба маршрута изображаем линии простираения горизонтов согласно залегающих пород разреза, которые одновременно являются горизонталями с теми отметками их превышений над точкой 1, которые показаны на рис. 38, б, где точке 1 условно придана нулевая отметка. Остается построить разрез вкрест простираения этих горизонталей (неважно, что он будет изображать не истинный рельеф местности; он нам в этом случае не нужен) и мы получим возможность на разрезе измерить истинную мощность каждой породы. Итак, получаем истинную мощность известковистых сланцев, равную 50 м, а известняков — 62,5 м.

В самом принципе этот метод не имеет изъянов и все его недостатки связаны с неточностями измерений расстояний, азимутов, углов наклона рельефа и пород, а также неизбежными ошибками построений и пересчетов наклонных линий в их горизонтальные проекции и т. д. Однако если использовать теодолит, а для различных расчетов таблицы или калькуляторы, оставив в графической форме изображение плана и разреза, по которому наглядно видно, в каком сечении следует опреде-

Данные для расчета мощности пластов

Номер точек от — до	Азимут наклонного расстояния, l между точками	Наклонное расстояние между точками, м	Краткая характеристика пород и их контактов	Элементы залегания пород
1—2	Аз. пад. 215° \angle пад. 15°	28,0	Известковистые сланцы, лежащие согласно на песчаниках	Аз. простир. 257° пад. ССЗ \angle 56°
2—3	Аз. пад. 180° \angle пад. 25°	23,0	Те же сланцы	
3—4	Аз. пад. 224° \angle пад. 28°	27,0	У точки 3 согласный контакт сланцев с известняками	
4—5	Аз. пад. 143° \angle пад. 50°	36,5	Те же известняки, перекрытые согласно кварцитами	Аз. простир. 257° пад. ССЗ \angle 56°

лять мощности, то такой не сложный, полевой, математико-графо-инструментальный метод даст более точные результаты. Поскольку при детальной геологической съемке рудных полей и месторождений теодолит — инструмент необходимый и часто применяемый, этот метод заслуживает внедрения. При этом число переходных точек может быть существенно сокращено, так как нам нужны только контакты пород, точные расстояния и азимуты между точками от висячего до лежачего бока и превышения их друг над другом.

Конечный результат расчета мощностей, показанный на рис. 38, в, является одновременно той формой приближенных их расчетов по грамотно составленной геологической карте, выполненной на топооснове и имеющей достаточное число элементов залегания пород. Этим и более точным путем можно не только рассчитать мощности, привлекая и данные буровых работ, но и составить карту мощностей различных горизонтов или толщ так часто необходимую для решения тектонических и чисто практических задач, связанных в первую очередь с поисками нефти и газа.

IV. СЛОЙ, СЛОИСТОСТЬ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

1. Основные понятия.

Впервые понятие «слой» появилось в работе Леонардо-да-Винчи при описании разрезов пород при прокладке каналов в северной Италии. Значительно позже Н. Стено сформулировал следующие условия образования слоев: 1) отдельные отрезки слоев являлись когда-то единым целым, ограниченным площадью бассейна осадконакопления (на основании этого два выхода слоя можно соединять на карте, прослеживая их по рельефу); 2) каждый слой занимал вначале горизонтальное положение и выведен из него тектоническими процессами; 3) если горизонтально залегающий слой подстилается наклонным слоем, то

нарушение первичного залегания последнего произошло задолго до отложения горизонтального слоя.

Слоистое строение характерно для осадочных, метаморфических, эффузивных пирокластических толщ и так называемых расслоенных плутонов. Слоистость — один из наиболее распространенных элементов структуры земной коры.

Слоем, или пластом, называется плитообразная по форме и относительно однородная по составу горная порода, ограниченная поверхностями напластования и образовавшаяся в один и тот же отрезок геологического времени. Верхняя поверхность слоя (пласта) именуется кровлей, нижняя — подошвой. Слой является своеобразной записью прежде всего климатических и физико-географических условий осадконакопления и метаморфизма. В тех случаях, когда при образовании слоев происходит изменение вещественного или гранулярного состава и других особенностей (цвет, структура, текстура, физико-механические свойства и др.), говорят о фациальных разновидностях (или фациях) одновременно образованных пород.

Истинной мощностью называется расстояние перпендикулярное подошве (или кровле пласта). Любое косое сечение к поверхностям, ограничивающим слой, именуется видимой мощностью. Неполной мощностью называется часть истинной мощности слоя, наблюдаемого в обнажении. Эти же определения относятся и к более крупным единицам разреза (пачкам, свитам и т. д.). Уменьшение мощности слоя может произойти либо вследствие выклинивания слоя к краям бассейна осадконакопления (именуется седиментационным), либо в результате изменения состава, размерности обломков (частиц) и других свойств пласта и перехода всего или части пласта в другие разности — слойки, сопоставимые по времени образования с частями ранее выделенного пласта на соседней территории. В последнем случае говорят о выклинивании фациальных разновидностей пород этого слоя или фациальном выклинивании, которое может быть ясным, четким или постепенным, условным.

К вторичным видам выклинивания относится денудационное, связанное с размывом и сносом ранее отложенного материала, а также тектоническое, образованное в результате будинажа или выжимания пластичных пород при складкообразовании.

Совокупность согласных, плитообразно залегающих слоев называется слоистостью. Основными ее признаками являются: 1) изменение крупности зерен в разных слоях или в пределах одного слоя от подошвы к кровле (градационная слоистость); 2) чередование слоев различного состава; 3) параллельная кровле (или подошве) ориентировка частиц (например, слюды) в слое; 4) наличие различных включений (например, конкреций), расположенных в плоскости слоя; 5) тонкая ориентировка растительного детритуса вдоль слоев; 6) тонкие граничные прослойки (слойки) иного состава, разделяющие однородную толщу; 7) различная окраска пород слоистой толщи; 8) различный химический состав пород (например, чередование доломитов и известняков, внешне почти не отличающихся друг от друга); 9) флюиальность (особенно характерная для лав и некоторых пирокластов); 10) линейное параллельное

расположение вкрапленников минералов; II) резко преобладающее расположение плоских обломков в грубообломочных толщах брекчий в плоскости слоя.

Слоистые осадочные толщи могут быть литологически однообразными, отличаясь только по руководящей фауне, или различаться и по литологическому составу. Наиболее характерными признаками каждого слоя являются его литологический состав, возраст и строение поверхностей наслоения (граничных поверхностей), более или менее резко выраженных.

Классификация слоев по мощности (см)

Гигантослоистые породы	Более 1000
Массивнослоистые (толстослоистые)	Более 100
Крупнослоистые	100—50
Среднеслоистые (слоистые)	50—10
Тонкослоистые	10—2
Листоватослоистые	2—0,2
Микрослоистые	Менее 0,2

2. Механизм образования и форма слоистости

В водных бассейнах слоеобразование происходит под действием двух основных факторов: 1) силы тяжести, или массы оседающего материала, который стремится лечь на дно относительно равномерно и горизонтально, и 2) движения водной среды, которое нарушает горизонтальное распределение осадка и перераспределяет его по дну. Н. Б. Вассович по этому принципу выделял слоистость оседания и слоистость движения. По форме выделяются четыре основных типа слоистости: параллельная, волнистая, косая и линзовидная.

Параллельная слоистость образуется при сортировке осадка в спокойной водной среде. Частицы механической взвеси, коагулировавшие коллоиды, кристаллы, органические остатки и т. д. стремятся расположиться горизонтально и параллельно друг другу, сортируясь в процессе осаждения на дно по размеру и массе. Образование параллельной слоистости обычно происходит на глубинах более 200 м, где волновые движения не сказываются на перераспределении осадка. Параллельная слоистость может быть полосовидной и ленточной. **П о л о с о в и д н а я с л о и с т о с т ь** образуется в тех случаях, когда каждый слой отличается по составу, цвету или другим характеристикам слагающих пород. Если среди однородной массы породы наблюдаются тонкие прослои другого состава, например растительного детрита в песчаниках, то такая слоистость называется **п р е р ы в и с т о й**. **Л е н т о ч н а я с л о и с т о с т ь** связана с сезонными климатическими колебаниями и характеризуется правильным ритмичным чередованием тонких прослоек разного состава.

Волнистая слоистость образуется в подвижной водной среде в прибрежной зоне приливов и отливов, в мелководной части бассейнов, где сказывается роль волнений и течений, и в достаточно глубоководных акваториях с природными течениями вод. Она характеризуется изогнутыми поверхностями наслоения.

Косая слоистость (слоистчатость, по Н. Б. Вассоевичу) характеризуется косым наложением по отношению к основным плоскостям напластования. Элементом, слагающим косослоистые серии, является слой — тонкий, наклоненный или линзовидный пропласток. У слойков угол, образуемый с кровлей основного слоя, больше угла, образуемого с подошвой, и это дает возможность определить нормальное и опрокинутое положение слоев. Однако в условиях быстрых течений и эоловой косой слоистости эти углы к подошве и кровле слоя становятся практически одинаковыми и затрудняют или лишают возможности определять характер первичного залегания слоев. Различают серии с прямолинейными и криволинейными (в плане) косыми слойками.

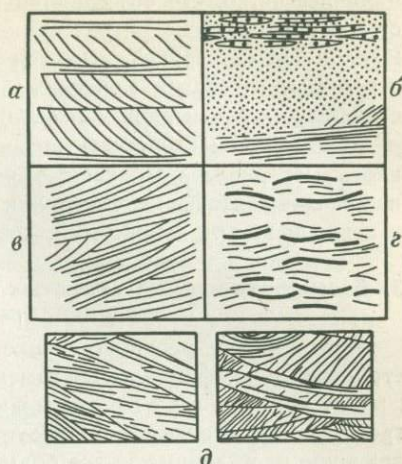


Рис. 39. Различные типы косой слоистости.

а — речных потоков; *б* — дельтовая; *в* — прибрежно-морская; *г* — временных потоков; *д* — эоловая

Сочетание параллельных и косых серий пластов с различными углами наклона (иногда называемое диагональной слоистостью) приводит к образованию сложной слоистости. Таким характером обладают следующие типы косой слоистости: эоловая, речных потоков, дельтовая, временных потоков и прибрежно-морская (рис. 39).

Эоловая (дюнная) слоистость характеризуется разнообразием направления (до 180°) и угла наклона слойков, которые меняются в зависимости от скорости и направления ветра. Поверхности, ограничивающие косые серии, могут быть наклонными, в связи с чем эоловая косая слоистость приобретает сложный клиновидный (в разрезе) характер с перекрестным расположением слойков (рис. 39, *д*). Слоистость речных потоков может быть различной в самом русле и в пойме. Она, однако, имеет общий наклон в сторону движения воды, хотя ее характер меняется в зависимости от величины объемов текучих вод, постоянства и скорости течения реки (рис. 39, *а*). Дельтовая слоистость (рис. 39, *б*) отличается мощными слойками и плавным приращением их к подошве слоя. Отложения дельт обычно состоят из трех частей: 1) верхней — прикровельной аллювиальной части с параллельными или слабо наклонными к кровле и подошве грубозернистыми слоями; 2) серии косых более тонкозернистых слоев, выполаживающихся в основании и переходящих в 3) почти горизонтальные тонкозернистые слои (морская часть). Слоистость временных потоков характеризуется чередованием небольших, очень крутонаклонных, косых и параллельных слоистости серий осадков. Материал косых серий грубее, чем параллельных, и хуже сортирован (рис. 39, *г*). Слоистость прибрежно-морских отложений морфологически выражена

наименее четко, что объясняется разнообразием динамических условий отложения осадков чередованием волнений и периодов их затишья. Наклон косых слоев меняется в плоскости слоя, где видна частая чередующаяся смена горизонтальных, косых и вогнутых серий, представляющих собой рябь мелководья (рис. 39, в).

Линзовидная слоистость возникает вследствие периодического приноса материала в спокойную часть водоема. При этом образуются небольшие линзочки песчаного или алевролитового материала, вытянутые в цепочки внутри глинистых и других пород.

3. Взаимоотношение слоистых толщ

Прослеживая распространение согласно залегающих слоев в пространстве и их фаціальную изменчивость, можно установить трансгрессивное и регрессивное залегание их серий. Трансгрессивное залегание характеризуется тем, что более молодые, т. е. вышележащие слои занимают все большую площадь, а в их составе наблюдается увеличение морских отложений, заменяющих континентальные (озерные, аллювиальные, дельтовые и лагунные, прибрежно-морские) осадки. В том случае, когда увеличение площади морского бассейна не сопровождается заметной абразией и происходит в условиях горного рельефа, то такое залегание осадочных пород называют **ингрессивным**. Если морские отложения залегают на размытом цоколе более древних пород, то говорят о несогласном залегании трансгрессивной серии осадков. Если такая серия отлагается на выровненной (пенепленизированной) поверхности, она имеет сравнительно выдержанный набор слоев, позволяющий уверенно прослеживать и коррелировать их при наличии фациальных изменений.

При регрессивном залегании картина будет обратной.

Трансгрессии сопровождаются абразией затопляемых участков суши и в зависимости от климата, рельефа и состава размываемых пород в бассейн поступает разный по размеру и составу материал, оставляющий страницу летописи своей истории, которую геолог должен уметь прочитать.

По сочетанию слоев различного состава выделяют **ритмично повторяющиеся** слои. В этом случае наблюдается закономерная повторяемость характерных комплексов пород. Ритмичность осадочных отложений бывает крупной (макроритмы, по Д. В. Наливкину) с мощностью одного ритма в несколько десятков метров. Больше изучена ритмичность флишевого типа и мелкая ритмичность ленточных отложений. Совершенно аналогичная ритмичность наблюдается и в расслоенных плутонах кислых, щелочных и ультраосновных пород, но объясняется она по-разному и служит основой острых дискуссий.

Слоистость определяется климатом, тектоникой, глубиной бассейна и циркумконтинентальной зональностью. Среди этих факторов климат является ведущей причиной. Именно им определяется ритмичность осадков как в области разрушения и сноса осадка, так и его накопления. Грубая ритмичность свойственна молассовым грубообломочным толщам предгорных впадин; тонкая — флишевым образованиям. Последние

обычно разделяются на два типа: терригенный и карбонатный флиш по преобладанию осадков указанного состава. Для флишевых толщ характерны: 1) небольшая мощность слоев (сантиметры, дециметры), 2) постоянное присутствие от 2—3 до пяти разностей пород, составляющих ритм; 3) постоянство состава, строения и мощности пород ритма. Каждый типичный ритм терригенного флиша обычно содержит три элемента: нижний — более крупнообломочный (песчаник, алевролит), средний — карбонатный (иногда отсутствующий) и верхний — тонкослойный (пелитовый) слои. Каждый ритм резко отличается от предшествующего и последующего тем, что соседствуют резко разнозернистые породы.

4. Установление нормального и опрокинутого залегания слоев

Слои в разрезе не всегда залегают в нормальной стратиграфической последовательности. В ряде случаев имеет место опрокинутое залегание, когда более древние породы находятся выше молодых. В этих случаях особую важность приобретают методы определения кровли и подошвы слоя. Признаки, позволяющие установить, что перед нами кровля или подошва и таким образом решить вопрос о последовательности напластования, приведены на рис. 40. На рис. 40, I А изображено нормальное, а на рис. 40, I Б — опрокинутое залегание слоев, подтвержденное данными биостратиграфии. Если при формировании слоистых толщ происходили внутрiformационные размывы, вызванные донными течениями, то в разрезе это выражается сменой тонкозернистых осадков более грубозернистыми — песками или галечниками (рис. 40, II, А). Вверх по разрезу они опять могут смениться более мелкозернистыми отложениями. В случае опрокинутого залегания выше поверхности внутрiformационного размыва залегают более мелкозернистые породы, а ниже ее — породы с более крупными размерами зерен (рис. 40, II, Б).

При длительном поднятии и размыве, когда слои выведены на поверхность, на кровле образуются гнезда и карманы с грубообломочным материалом. При нормальном залегании гнезда и скопления грубообломочного материала расположены выше поверхности размыва (рис. 40, III, А), а при опрокинутом — ниже (рис. 40, III, Б).

Если определяют характер залегания косослойных толщ, то используют особенности расположения косых слойков, которые плавно прилегают к подошве слоя и резко оканчиваются или размываются у его кровли (рис. 40, IV, А и Б).

Трещины усыхания на кровле слоя бывают приоткрыты, и в них проникают осадки вышележащего слоя (рис. 40, V А). В случае, когда такие трещины оказываются в подошве слоя, имеет место опрокинутое залегание (рис. 40, V Б). В эффузивных и пирокластических толщах на поверхности часто возникает подушечная отдельность (рис. 40, VI А). Если она наблюдается в подошве слоя, то эффузивные породы находятся в опрокинутом залегании (рис. 40, VI Б).

Для определения кровли и подошвы слоя, кроме перечисленных признаков, привлекаются видимые на поверхности пород знаки ряби, трещины усыхания, иероглифы, среди которых выделяются биоиглифы (следы передвижения животных) и механоиглифы (борозды неясного происхождения

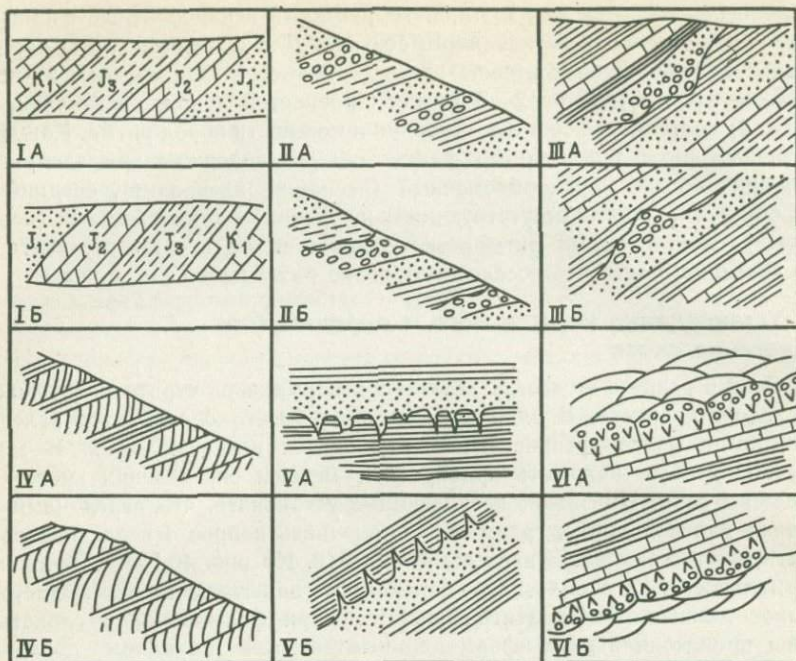


Рис. 40. Примеры нормального (А) и опрокинутого (Б) залегания пород

на еще не затвердевшей поверхности осадка), вогнутые отпечатки дождевых капель, удары града, следы пузырьков газа и т. д.

На поверхности слоев различают знаки ряби волнения, течения, ветровой деятельности, разделяемой на многочисленные разновидности. Для определения характера залегания важно то, что при расколе образца, где видна эта рябь, образованная в акальных (водных) условиях; простым и надежным признаком является характер поверхности этих сколов. Та часть расколотого образца, где поверхность более гладкая, она и является верхней (кровельной) поверхностью слоя. Слепок с нее, всегда матовый и более шероховатый, относится к нижней — подошвенной поверхности. Отмеченный признак применяется и при определении подошвы и кровли пласта по нероглифам, а также следам отпечатков капель дождя и града, где дополнением будет и положение вогнутостей.

Следует обращать внимание на морфологию ряби и изменение размеров зерен в разных ее частях. Более острые гребни ее обычно соответствуют выступам, а более широкие и пологие — разделяющим их впадинам. В эоловой ряби грубый материал располагается на гребнях «хребтов», а у ряби, образовавшейся при течении воды, он скапливается у основания крутого склона.

Иногда наблюдаются конические слоики, обязанные завихрениям потока (водворотам) вокруг стоячих затопленных стволов деревьев или растений, где острая часть конусообразной слоистости направлена в сторону подошвы слоя.

Трещины усыхания образуются вследствие обезвоживания илстых отложений и их уплотнения с образованием трещин более широких в верхней (более высохшей) части породы и сходящихся клином к низу. Они часто заполняются осадками покрывающего их слоя и являются, таким образом, надежным критерием для определения положения кровли и подошвы пласта.

Пузырьки газа оставляют следы, наиболее заметные у поверхности лав и илстых пород в озерах, болотах и отчасти морях.

Менее надежны определения по градационной слоистости, т. е. по смене тонкозернистого материала вверх по разрезу более грубообломочным, как это часто видно во флишевых отложениях. Это связано с тем, что в условиях когда течение было убыстряющимся и даже турбулентным, вверх идет нарастание грубости материала и отложение тяжелых фракций вверх, а не вниз слоя, что приводит к обратной градационной последовательности отложений и может привести к ошибкам при определении кровли и подошвы слоя. Более надежным признаком являются размывы внутри согласно лежащей серии осадков (внутриформационные размывы), где на неровной поверхности таких размывов, в их западинах, наблюдаются окатанные или угловатые обломки размывавшихся пород среди цемента новообразованных вышележащих отложений.

Тот же характер имеют и размывы, сопровождающие параллельные несогласия между резко разновозрастными отложениями. Примером им может служить размыв среднекарбонных известняков и залегающих на них также горизонтально черных юрских глин в Московской синеклизе.

Еще нагляднее и резче выглядят угловые несогласия, где видно, как на наклонно залегающих размытых породах, часто образующих ребристый рельеф, лежат молодые осадки, имеющие в своем основании конгломераты или грубозернистые песчаники, в которых всегда есть окатанные гальки или полуокатанные обломки подстилающих их пород. Эти конгломераты получили название базальных, потому, что они находятся в основании верхней толщи. Косослоистые прослои или серии пород, возникших в водной среде, могут быть использованы в тех же целях, учитывая описанный ранее характер их контактов с покрывающими и подстилающими породами разреза (пологое их прилегание характерно для подстилающих пород и резкое угловое несогласие — с покрывающими).

Надежным признаком определения подошвы и кровли слоев являются мелкие оползни, возникающие в процессе осадконакопления и захороненные под согласно залегающими осадками, причем оползневая поверхность, смещающая нижние слои, как обычно, выполаживается к подошве слоистой толщи.

У. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОИСТЫХ ПОРОД

Под условиями залегания слоистых пород понимается пространственное положение слоев, возникшее в процессе осадконакопления, его изменение под действием тектонических факторов, а также соотно-

шение слоев разного возраста между собой. Анализ условий залегания слоистых пород и прослеживание границ слоев является одной из главных задач картирования.

1. Первичное и нарушенное залегание слоев

Пространственная ориентировка слоев определяется по положению ограничивающих их поверхностей — плоскостей напластования. Так как ориентировка этих поверхностей в кровле и подошве пласта почти не различается, то говорят об условиях залегания всего пласта, не выделяя его нижнюю или верхнюю границу.

В процессе осадконакопления слоистые породы могут отлагаться на относительно выровненных поверхностях дна морских и озерных бассейнов и в меньшей степени на выровненных континентальных равнинах. В этих случаях создается горизонтальное или близкое к нему залегание слоев. Абсолютно горизонтальных поверхностей не бывает, так как слои приобретают некоторый наклон уже в процессе осадконакопления в результате ряда причин: неравномерных вертикальных движений, близких по времени с осадконакоплением, различия в скорости поступления и количества осадков, отлагающихся на разных участках дна водоемов, неравномерного уплотнения, миграции и оползания осадков в процессе диагенеза и других факторов. Первичный наклон чаще всего бывает незначительным и измеряется минутами, редко первыми градусами.

При горизонтальном залегании пород в условиях слабо расчлененного рельефа на дневную поверхность выведены слои наиболее молодых пород. Если рельеф расчленен сетью оврагов, долин, рек, то выходы более древних пород приурочены к пониженным частям рельефа, а наиболее молодые залегают на высоких участках — на водоразделах или плато. Абсолютные высоты границ между слоями примерно одинаковы. В обнажениях видна смена пород снизу вверх от более древних к более молодым. То же самое наблюдается при движении вверх по оврагу или течению реки, где в тальвеге прослеживаются все более молодые породы.

При анализе геологической карты основным признаком горизонтального залегания пород является параллельность границ слоев или стратиграфических комплексов с горизонталями рельефа. Если в распоряжении геолога есть данные бурения, то при горизонтальном залегании слоев их высотная отметка одинакова не менее чем в трех вертикальных скважинах. Мощность горизонтально залегающих слоев определяется как разность высотных отметок кровли и подошвы слоя. Установив последовательность их напластования и мощность, можно составить стратиграфическую колонку для данного района.

При составлении разрезов через участки с горизонтально залегающими слоями допускается увеличение вертикального масштаба, если мощность слоев, изображаемых на разрезе, получается менее 1 мм.

Первоначально горизонтальное залегание горных пород может быть нарушено под влиянием тектонических движений. Слои при этом деформируются, приобретают различный уклон, сминаются в складки и нару-

шаются разрывами. Главной характеристикой такого нарушенного залегания является наклонное залегание осадочных горных пород. При наклоне пород в одну сторону и под одним углом говорят о моноклинальном залегании.

Крупные пологие моноклинали характерны для платформенных областей, а более крутые часто представляют собой крыло крупной складки или образуются в зонах, переходных от складчатых сооружений к платформам. При наклонном залегании ориентировка пород в пространстве определяется элементами залегания: простиранием и падением. Линия простирания представляет собой горизонтальную линию, образовавшуюся как след пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью. Число таких линий может быть неограниченным. Положение этой линии определяется азимутальным углом. Линия падения — это линия, лежащая на поверхности слоя перпендикулярно к линии простирания и направленная в сторону его наклона. Таким образом, линия падения, в отличие от линии простирания, представляет собой вектор. Азимут падения измеряется как угол между северным направлением меридиана и проекцией линии падения на горизонтальную плоскость по ходу часовой стрелки. Угол падения — это угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Он изменяется от 0 до 90°. При замерах элементов залегания слоев указываются азимуты и углы падения.

Все измерения элементов залегания в полевых условиях производятся горным компасом.

2. Согласное и несогласное залегание

Накопление осадков является длительным по времени процессом, который вследствие различных причин происходит на фоне постоянно меняющейся палеогеографической обстановки. Эти изменения чаще всего вызываются колебательными движениями участков земной коры и выражаются в различии состава осадочных пород, их мощности, условий и форм залегания слоев, в характере пространственных соотношений осадочных образований разного возраста.

По особенностям протекания процесса осадконакопления устанавливаются два основных типа соотношения пластов или их совокупностей (свит, формаций): согласное и несогласное.

Согласное наслоение (рис. 41,а) выражает непрерывность процесса накопления осадков, т. е. отсутствие в нем резких по характеру и длительных по времени перерывов. При согласном залегании границы пластов параллельны между собой, а изменение состава осадков указывает на постепенное, закономерное изменение режима осадконакопления. Внутри слоев при этом может наблюдаться непараллельная ориентировка границ отдельных мелких прослоев (косая, волнистая слоистость). Наличие таких границ не служит признаком несогласного наслоения, поскольку образование прослоев происходило непрерывно и в сходной палеогеографической обстановке. Первичное залегание осадков при согласном наслоении может быть наклонным (дельтовые, эоловые отложения) или горизонтальным.

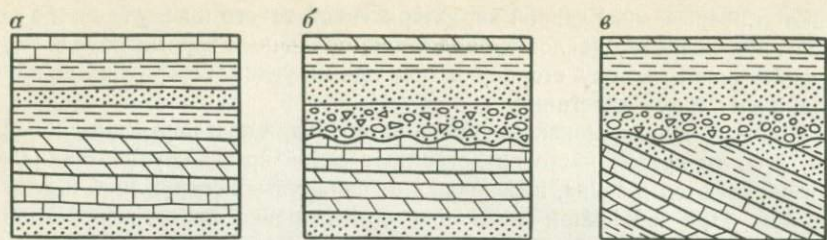


Рис. 41. Согласное (а) и несогласное: параллельное (б) и угловое (в) залегание

Несогласное наслоение отражает перерыв в осадконакоплении, фиксирующийся по резкому изменению состава осадков, разрыву нижележащих пластов, изменению условий их залегания. Перерыв в осадконакоплении часто сопровождается частичной эрозией образовавшихся осадков и формированием поверхности несогласия, представляющей собой поверхность древнего наземного или подводного рельефа. На нее осаждаются накопления последующего цикла. Различаются два вида несогласного наслоения: параллельное и угловое.

Параллельное несогласие (рис. 41,б) характеризуется параллельной ориентировкой слоев, сформировавшихся до и после перерыва; в общем аналогично залегает и поверхность несогласия, несущая следы размыва и выветривания. На поверхности несогласия в основании новой серии осадков залегают, как правило, грубообломочные образования, содержащие обломки пород нижележащей серии. К такого типа осадкам относятся базальные конгломераты и осадочные брекчии.

Одной из форм параллельного несогласия является скрытое несогласие. Для него характерно отсутствие четко выраженной поверхности несогласия, т. е. следов размыва, выветривания и иногда изменения состава пород. Такие несогласия фиксируются главным образом в результате изучения палеонтологических форм или другими методами, позволяющими устанавливать возраст пород.

Угловое несогласие (рис. 41,в) характеризуется изменением условий залегания нижележащих пород за время перерыва в осадконакоплении. Дислокация пород нижних серий может выражаться как небольшими наклонами, так и образованием сложных складок с крутым падением слоев. Угловое несогласие фиксируется прежде всего различием элементов залегания в породах нижних и верхних серий. При этом поверхность несогласия имеет наиболее ярко выраженные следы денудационных процессов и ориентируется близпараллельно слоям вышележащей серии. Одной из форм углового несогласия является азимутальное, при котором не совпадает простирание слоев в контактирующих породах.

По масштабу проявления несогласия делятся на региональные и локальные (местные). Региональные несогласия характеризуются распространением на огромных территориях и вызываются общими для них вертикальными тектоническими движениями. В одних

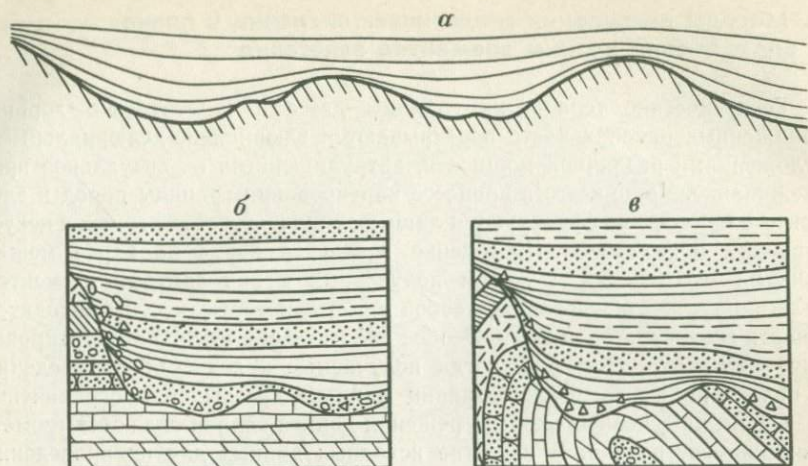


Рис. 42. Облегание (а) и прилегание: согласное (б) и несогласное (в)

частях региона эти несогласия могут быть параллельными, в других — угловыми. Локальные несогласия характеризуются распространением на небольшой площади, чаще всего в пределах отдельных структур и отражают характер их развития. Они приурочены к сводам антиклинальных складок и куполам, отдельным тектоническим блокам, испытывающим восходящие вертикальные перемещения. При этом в прилегающих прогибах осадконакопление может продолжаться без перерывов.

По характеру накопления осадков, соотношения поверхности несогласия и пород контактирующих серий различают случаи облегания и прилегания. Облегание (рис. 42, а) характеризуется накоплением осадков на значительной площади поверхности древнего рельефа. При этом границы слоев ориентируются близпараллельно поверхности несогласия; мощности слоев, как правило, увеличиваются в пониженных частях рельефа.

Прилегание проявляется в пределах ограниченных участков, приуроченных к крутым склонам древнего рельефа. Площадь распространения каждого вышележащего слоя в осадках верхней пачки при этом увеличивается; границы слоев ориентируются почти параллельно друг другу и отличаются по условиям залегания от поверхности несогласия. Прилегание называется параллельным, или согласным (рис. 42, б), если породы верхней и нижней серий залегают одинаково (горизонтально). Несогласное прилегание (рис. 42, в) аналогично угловому несогласию. Прилегание наиболее характерно для морских отложений в прибрежной зоне, а также аллювиальных и озерных осадочных образований. Его предпосылкой является повышение уровня воды в морских бассейнах и озерах (трансгрессия и ингрессия) или опускание базиса эрозии для аллювиальных систем.

3. Методы построения геологических границ в плане и определение по ним элементов залегания

Геологические тела и их границы даже в относительно хорошо обнаженных районах часто перекрываются элювиально-делювиальными отложениями различной мощности, затрудняющими их визуальное прослеживание. Чаще всего в процессе картирования границы пород и элементы их залегания фиксируются лишь в единичных естественных и искусственных обнажениях. Проведение контактов пород на карте между точками наблюдений с учетом полученных в них замеров элементов залегания слоев представляет собой задачу которую часто приходится решать геологу-съемщику. Особое значение она имеет при картировании закрытых территорий, когда получаемые в ходе съемки сведения о положении геологических границ в плане чрезвычайно ограничены.

Одним из основных методов решения данной задачи являются геометрические построения. В качестве исходных данных для их проведения необходимо иметь топографическую карту с горизонталями и вынесенные на нее точки наблюдения, в которых установлены границы слоев и элементы их залегания.

В общем случае граница слоя на карте рисуется как след пересечения двух поверхностей — поверхности рельефа и поверхности напластования. Положение каждой из поверхностей отображается с помощью изолиний — горизонталей и стратоизогипс. Стратоизогипсы представляют собой линии равных высотных отметок в плоскости пласта (горизонтали пласта). Линия пересечения этих поверхностей, т. е. граница пласта, проводится на карте по точкам пересечения одноименных (равновысотных) горизонталей и стратоизогипс.

Построение стратоизогипс начинается с выбора их сечения, т. е. расстояния между изолиниями по высоте. Оно должно соответствовать сечению горизонталей рельефа на топокарте. Расстояние между стратоизогипсами в плане называется заложением. Оно может быть определено графически, по номограмме (см. прилож. 5) или вычислено как произведение сечения на котангенс угла падения пласта.

Поверхность напластования может представлять собой плоскость или изогнутую поверхность. В первом случае стратоизогипсы будут представлять собой прямые, ориентированные по простиранию пласта. Для их построения достаточно иметь одну точку замера элементов залегания. При этом через данную точку по направлению падения пласта проводится линия (рис. 43). На этой линии делаются засечки через интервалы, равные величине заложения в масштабе карты. Если высотная отметка точки замера не соответствует какой-либо горизонтали, засечки делаются в обе стороны от нее так, чтобы расстояние между ними соответствовало заложению, а отрезки от точки до засечек были пропорциональны положению по высоте точки относительно ближайших горизонталей. Стратоизогипсы проводятся параллельными линиями через засечки; устанавливаются их высотные отметки.

Во втором случае, когда поверхность напластования изогнута, что может быть уверенно установлено только по нескольким точкам наблюдения, построение изогипс также начинается с проведения из этих точек

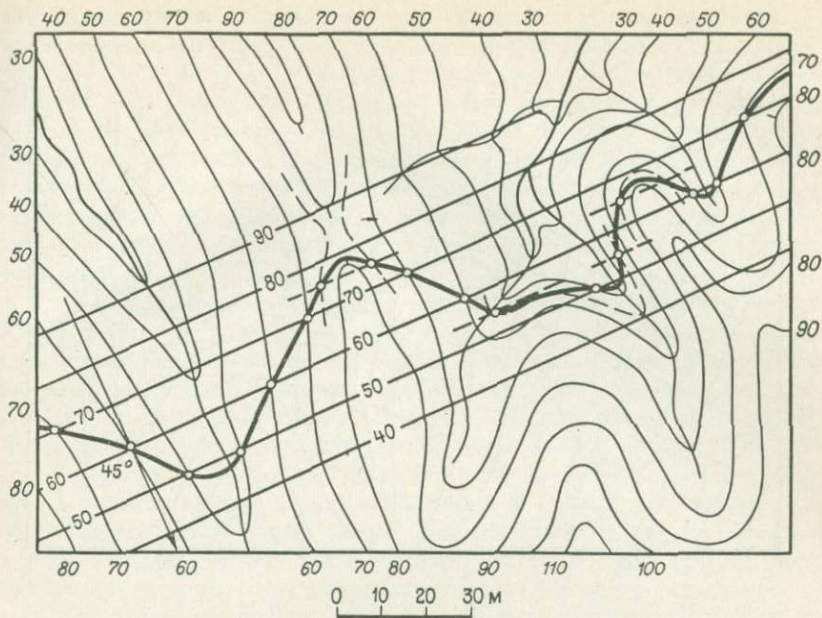


Рис. 43. Построение выхода пласта на поверхность при выдержанных элементах залегания

линий по азимутам падения контакта, определения величины заложения и вынесения на план засечек, определяющих положение отдельных стратоизогипс. Стратоизогипсы проводятся в данном случае через засечки в виде плавных кривых (рис. 44). Положение контакта пород на плане, как и в предыдущем случае, определяется по точкам пересечения равновысотных горизонталей и стратоизогипс.

Иногда для уточнения положения контакта пород в участках перегибов рельефа могут проводиться промежуточные горизонталы и стратоизогипсы. В ряде случаев для ускорения построений используются разреженные стратоизогипсы и горизонталы.

Положение на карте пласта в целом определяется положением его кровли и подошвы. Прослеживание этих элементов может несколько упрощаться при определенных соотношениях поверхности рельефа и плоскости напластования.

При горизонтальном залегании пластов построение стратоизогипс не требуется, так как контакты пород будут располагаться вдоль горизонталей рельефа.

При вертикальном залегании пород рельеф не оказывает влияния на положение их границ; их ориентировка будет определяться простиранием, а видимые в плане мощности слоев будут соответствовать истинным мощностям.

Аналогичным образом на положении границ не будет сказываться выровненный рельеф или рельеф, расчлененностью которого можно пренебречь при данном масштабе картирования. Последнее характерно для

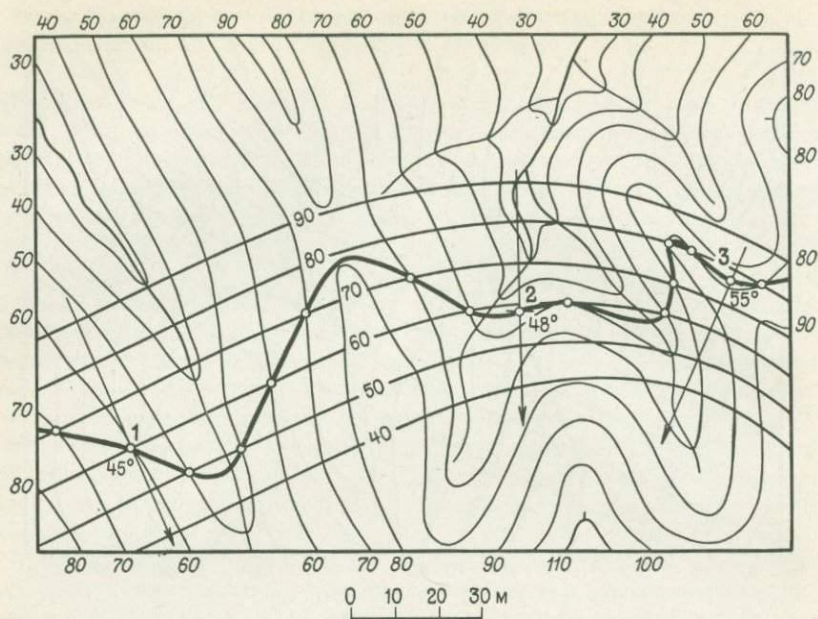


Рис. 44. Построение выхода пласта на поверхность при изменении элементов залегания.

Точки 1, 2, 3 — места замеров элементов залегания пласта, стрелками указаны направления линий падения

составления карт в мелком масштабе. Границы слоев в этом случае проводятся в соответствии с их простираением.

При наличии в рельефе вертикальных участков (обрывов) границы кровли и подошвы пласта, и даже нескольких пластов, могут на карте сливаться в одну линию, отвечающую положению обрыва.

При падении пород в сторону, противоположную наклону рельефа, границы подошвы и кровли пласта в общем повторяют друг друга; расстояние между ними на карте может несколько меняться в зависимости от изменения крутизны склонов и изменения мощности пласта в пределах изучаемого участка.

При падении пород по склону увеличивается видимая в плане мощность пласта. Совпадение наклона пологих склонов и падения пород является характерной чертой так называемого «куэстового» рельефа. Для крутых склонов этого рельефа падение пород будет обратным. Переход пласта с пологого склона на крутой приводит к резкому уменьшению видимой мощности пласта в плане. В этом случае прослеживание кровли и подошвы пласта с применением описанных приемов должно проводиться с особой тщательностью.

Задача определения элементов залегания по выходу пластов ставится в тех случаях, когда положение геологических тел на карте определено, а замеры элементов залегания затруднены или невозможны. Такое положение возникает тогда, когда обнажения на изучаемой терри-

тории отсутствуют или недоступны, а также в тех случаях, когда непосредственный замер элементов залегания в точках наблюдения невозможен из-за отсутствия четко выраженных плоскостей, по которым производят эти измерения. Последнее характерно для грубообломочных отложений (конгломератов, осадочных брекчий и др.), а также для осадочных пород с постепенным переходом одной литологической разности в другую или с поверхностью напластования, имеющей локальные неровности (волноприбойные знаки, эоловая рябь и др.). Указанные разновидности пород могут при этом хорошо дешифрироваться и легко прослеживаться на карте.

При отсутствии или недоступности обнажений положение пластов и их контактов на местности и на карте может быть установлено по данным геофизических измерений (магнитометрия, электрометрия, радиометрия и т. п.), а также в результате дешифрирования аэрофотоснимков и визуального прослеживания. Дешифрированию и визуальному прослеживанию способствуют различия в цвете, прочности, пористости и других свойств пород. Например, различие в способности слоистых пород к выветриванию может приводить к возникновению микроуступов (ребристости) в рельефе, легко фиксируемых визуально. Различия в пористости, прочности, влагопроницаемости пород могут подчеркиваться характером растительности, выражающемся в различной густоте растительного покрова, росте, облике растений, их видовом составе и т. д., что также легко обнаруживается на аэрофотоснимках и на местности.

Определение элементов залегания слоев по их выходу на карте необходимо проводить последовательно в пределах всей изучаемой территории. Это позволит установить не только условия залегания пород, но и наличие или отсутствие складчатых структур. Следует подчеркнуть, что рассмотрение только границ слоев на карте без учета элементов их залегания и рельефа может привести к неправильным выводам о геологическом строении района. Например, горизонтально залегающие слои при холмисто-грядовом рельефе будут давать на карте выходы, похожие на выходы слоев смятых в складки; наоборот, при совпадении падения пород и наклона рельефа в отдельных участках может создаться впечатление об их горизонтальном или исключительно пологом залегании.

Определение элементов залегания слоев, выходы которых уже зафиксированы на карте, удобнее всего проводить в участках резких перегибов поверхности рельефа — в пределах хребтов и гряд, долин и ложбин. В этих местах изгибаются как горизонтали рельефа, так и выходы пласта в плане, образуя так называемые «пластовые треугольники». Двумя сторонами этого треугольника являются границы кровли или подошвы пласта, сходящиеся в точке перегиба; третья сторона представляет собой линию простираения. Она проводится через точки пересечения границы пласта одной произвольно выбранной горизонталью.

Направление падения пласта устанавливается по соотношению изгибов границ пласта и горизонталей, а также по ориентировке пластовых треугольников. Последние не выражаются при вертикальном падении пласта и расчлененном рельефе. Для горизонтального залегания слоев

характерно соответствие изгибов их границ и горизонталей и их параллельное взаиморасположение.

В подавляющем большинстве случаев направление падения при расположении треугольника в пределах понижения рельефа определяется от основания треугольника (линии простираения) к его вершине. На перегибах положительных форм рельефа линия падения направлена от вершины треугольника к его основанию.

Исключение представляют случаи, когда падение пласта совпадает с наклоном рельефа и является в сравнении с последним более пологим. Для этих случаев характерна большая извилистость контактов пород в сравнении с изгибами горизонталей при совпадении их направлений.

VI. СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

В земной коре под влиянием тектонических движений или других процессов может происходить изменение залегания стратифицированных геологических тел, имевших первоначально горизонтальное или близкое к нему залегание. В тех случаях, когда это изменение залегания происходило без видимых нарушений сплошности горных пород (макронарушений), образовывались изгибы пластов или слоев, называемые складчатостью. Процесс изменения залегания горных пород, приводящий к образованию складок, называется складкообразованием, или складчатостью. Часто этим процессом бывают охвачены значительные участки земной коры, в результате чего образуются зоны складчатости или складчатые пояса, состоящие из совокупности складок. Складки могут иметь различную форму, а их размеры меняются в широких пределах — от десятков и сотен километров до первых сантиметров. Такие наиболее мелкие складки образуют плейчатость пород. Нередко крупные по размерам складки осложняются более мелкими, что затрудняет их анализ и описание.

1. Основные элементы складок

Отдельная складка представляет собой пространственное образование, состоящее из совокупности одинаково изогнутых слоев. По стратиграфо-морфологическим признакам выделяются две основные разновидности складок: антиклинальные (антиклинали) и синклинали (синклинали). К антиклинальным складкам относятся изогнутые формы слоев, в центральной части которых залегают наиболее древние породы; синклинали характеризуются залеганием в их центральной части более молодых пород. Часто для синклинали характерно обращение слоев вогнутостью вниз, а для антиклинали — выпуклостью вверх. Однако этот признак не применим в случаях горизонтального или запрокинутого залегания слоев, слагающих складку.

При изучении складчатых деформаций в интенсивно дислоцированных метаморфических толщах стратиграфическое положение отдельных слоев не удастся уверенно определить. В этих случаях используются геометрические признаки изгибов и говорят о синформных и антиформных складках.

При описании формы складок в них выделяют ряд основных элементов (рис. 45). Эти элементы представляют собой точки, линии, поверхности, реже объемные образования, и выделяются чаще всего в пределах поверхности определенного слоя, а также на пересекающих его вертикальных и горизонтальных сечениях.

Вертикальные сечения, как правило, ориентируются вкрест простирания слоев, слагающих складку. В них выделяют замок и крылья складки. Замок называется часть складки в месте перегиба слоев (в некоторых складках, например коробчатых, веерообразных, выделяются два участка с максимальным изгибом слоев, т. е. два замка), примыкающие к замку боковые части складки называются крыльями. Смежные антиклиналь и синклираль имеют одно общее крыло. Крылья складки могут иметь различную ориентировку относительно друг друга, которая характеризуется углом складки. Он определяется как двугранный угол между пересекающимися продолжениями плоскостей крыльев или плоскостей, спрямляющих их поверхность.

Точка максимума перегиба слоя в замке называется вершиной складки. Это понятие может быть отнесено не только к антиклинальной складке, как это обычно подразумевается, но и к синклиальной. На поверхности определенного слоя совокупность таких точек обра-

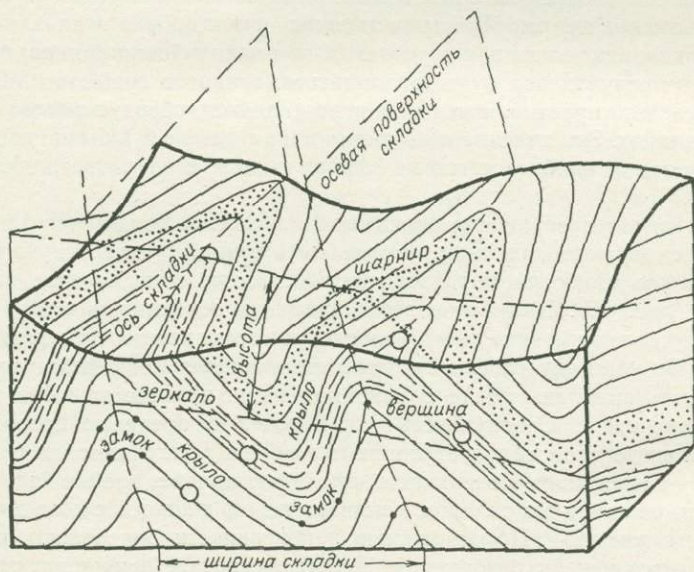


Рис 45. Элементы складок

зует линию, называемую шарниром складки. Если максимум перегиба в замке выражен нечетко, линия шарнира проводится через середину замка

Шарнир складки может располагаться горизонтально или наклонно. В тех случаях, когда он испытывает местные изменения углов наклона вдоль простираения складки, говорят об ундуляции шарнира. Угол погружения, или воздымания, складки определяется как угол между линией шарнира и его проекцией на горизонтальную плоскость, т. е. как угол наклона шарнира к горизонту.

Для характеристики пород внутренней части складки используется понятие ядро складки. Ядро является внутренней частью относительно какого-либо пласта или слоя, поэтому его границы условны

Одним из важных элементов складки является осевая поверхность. Единичная складка включает в себя множество слоев или пластов, в пределах каждого из них может быть выделен шарнир. Поверхность, проходящая через всю совокупность шарниров складки, называется осевой поверхностью. Иногда осевая поверхность рассматривается как плоскость симметрии, которую следует проводить в вертикальном сечении как биссектрису угла складки.

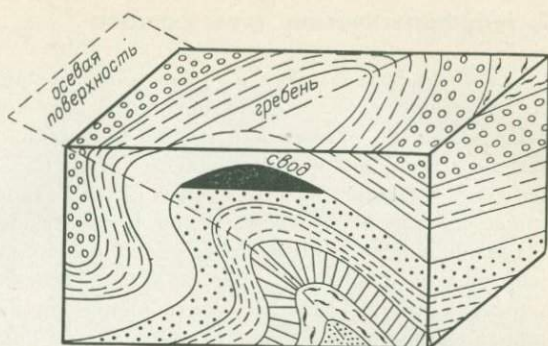
Такой подход является не совсем верным, так как сама осевая поверхность может быть изогнутой, крылья складок могут иметь разную длину, а породы, слагающие каждое крыло, различаться мощностью

Осью складки называется горизонтальная линия, лежащая на осевой поверхности. При ее изображении на карте она располагается в пределах ядра. Ориентировка оси характеризует простираение складки. Следует иметь в виду, что в современной отечественной литературе, как это следует из приведенных определений, понятия оси и шарнира не эквивалентны. Пространственная ориентировка этих элементов будет совпадать только при горизонтальном положении шарнира; во всех остальных случаях она будет различаться, и иногда существенно.

Складки по простираению могут разветвляться, образуя иногда целый пучок складок. Это явление называется в и р г а ц и е й. Обычно виргация фиксируется и изображается на картах в виде осей разветвляющихся складок.

В пределах поверхности определенного слоя замок может занимать не самое высокое гипсометрическое положение. В этих случаях для обозначения наиболее поднятой части складки используется понятие с в о д (рис. 46). Выделение этого элемента особенно важно в связи с тем, что его положение иногда определяет локализацию залежей нефти и газа. По каждому слою в вертикальном поперечном сечении складки могут быть выделены точки с максимальными и минимальными высотными отметками. Совокупность таких точек в пределах поверхности определенного слоя образует линию г р е б н я у антиклинали и линию к и л я у синклинали. Поверхность, проходящая через гребни (или кили) соседних одноименных складок, называется з е р к а л о м с к л а д ч а т о с т и (см рис 45). По отношению к поверхности определенного слоя она является как бы огибающей. Пространственное положение зеркала складчатости может служить характеристикой складок большего масштаба (более низкого порядка)

Рис. 46. Локализация залежей нефти и газа (черное) в сводовой части антиклинальной складки



В плане у складок выделяются периклинали и центриклинали. Эти элементы складок появляются вследствие погружения или воздымания шарнира складки и по своей сущности аналогичны понятию «замок» складки. Периклинальным замыканием называется место смыкания крыльев антиклинальной складки в области пересечения слоев осевой поверхностью. Центриклинальным окончанием называется место смыкания крыльев синклинальной складки в области пересечения слоев осевой поверхностью. Для периклинали характерно падение слоев от ядра; при центриклинальном окончании слои падают к центру структуры.

Размеры складок характеризуются ее шириной, высотой и длиной. Ширина складки определяется как кратчайшее расстояние по горизонтали между осевыми поверхностями двух соседних антиклиналей или синклиналей. Высота складки определяется как расстояние по нормали между гребнем (килем) складки и линией, соединяющей кили (гребни) соседних складок для определенного (маркирующего) слоя. Это расстояние соответствует расстоянию между зеркалами складчатости для гребней и килей данного слоя. Часто высоту складки измеряют в вертикальных сечениях, пренебрегая наклоном зеркала складчатости относительно этого разреза. В советской литературе понятия «высота» и «амплитуда» складки тождественны. В иностранной литературе [35, 41] термин «амплитуда» соответствует нашему понятию «высота», а под высотой складки понимается расстояние между зеркалами складчатости, измеренное в вертикальном разрезе вдоль осевой плоскости. При наклонном положении осевой плоскости длина этих элементов будет различаться. Указанное разделение понятий, по нашему мнению, целесообразно, так как оно дает возможность более точно охарактеризовать особенности морфологии складки. Длина складки измеряется по простиранию складки и определяется как расстояние между смежными точками изгиба шарнира при его погружениях или воздыманиях, то есть как длина периода колебаний шарнира.

При анализе складчатых форм и выделении их элементов нередко приходится прибегать к специальным построениям, позволяющим изобразить срезанные эрозией части складок. Такие реставрированные выше поверхности рельефа складки называются «воздушными».

2. Морфологические типы складок

Складки разделяются на различные морфологические типы по пространственному положению основных элементов и их соотношениям. Выделенные по одному или группе признаков типы складок не исключают их описание с использованием других параметров; наоборот, наиболее полная характеристика формы складки может быть получена только при ее всестороннем рассмотрении. В качестве классификационных признаков при описании морфологии складки используются: положение осевой поверхности и крыльев, форма замка, соотношение мощностей слоев в разных частях складки, соотношение размеров складки по разным направлениям условия залегания пород на крыльях и некоторые другие параметры.

По положению осевой поверхности складки разделяются на стоячие, наклонные, опрокинутые, лежащие и перевернутые.

С то я ч а я, или прямая, складка (рис. 47, а) характеризуется вертикальным положением осевой поверхности и падением крыльев в разные стороны под одинаковым углом. Вследствие равенства углов наклона крыльев эти складки называются также **с и м м е т р и ч н ы м и**, однако этот признак не всегда определяет положение осевой поверхности; оно зависит также от соотношения мощностей слоев на крыльях складки.

Н а к л о н н а я, или косая, складка (рис. 47, б) имеет наклонную осевую поверхность, ее крылья падают в противоположные стороны, причем одно из крыльев может иметь вертикальное залегание.

О п р о к и н у т ы е складки (рис. 47, в) обладают наклонными осевыми поверхностями и крыльями, падающими в одну сторону; в одном из крыльев породы имеют опрокинутое залегание.

Л е ж а ч и е складки (рис. 47, г) характеризуются горизонтальным или близким к нему положением осевой поверхности.

П е р е в е р н у т ы е складки (рис. 47, д) характеризуются изогнутыми осевыми поверхностями, наклон которых меняется от падения в одну сторону до падения через горизонтальное залегание в другую.

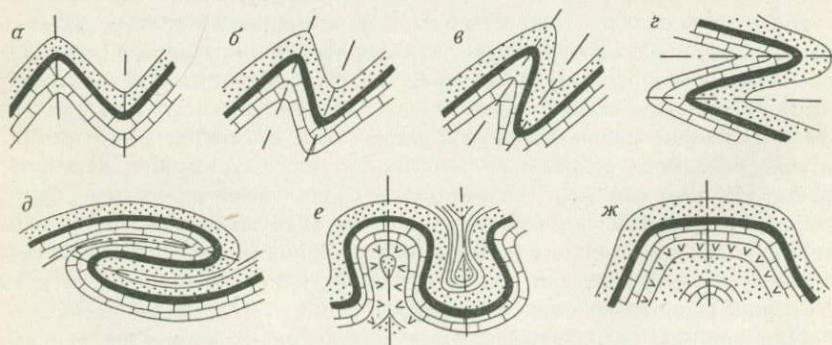


Рис. 47 Морфологические типы складок

а — стоячая, б — наклонная, в — опрокинутая, г — лежащая, д — перевернутая, е — всеобразная, ж — коробчатая

сторону. В связи с тем что ядерная часть антиклинальных перевернутых складок как бы погружается вниз, они называются *н и р я ю щ и м и*. При изучении перевернутых складок определение стратиграфического положения слоев приобретает особое значение, так как вогнутые их части, похожие на синклинали, на самом деле являются антиклиналями, и наоборот, выпуклые части — синклиналями.

Все перечисленные разновидности складок, кроме стоячих, часто называются *асимметричными складками*, т. е. имеющими разные углы падения крыльев. Следует заметить, что в иностранной литературе под асимметричными понимаются складки с несимметрично расположенными относительно осевой поверхности крыльями. При этом они могут иметь разные углы наклона относительно осевой поверхности или разную длину крыльев (рис. 48). Такое толкование этого термина расширяет его описательные возможности.

По взаимному положению крыльев складки могут быть обычными, изоклинальными и веерообразными. В обычных складках (рис. 49, а) крылья расходятся от замка; угол складки при этом отличается от нуля, а осевая поверхность может занимать любое положение. *Изоклинальные складки* (рис. 49, б) отличаются параллельной ориентировкой крыльев относительно осевой поверхности и относительно друг друга. При разных углах наклона осевой поверхности они могут быть стоячими, опрокинутыми и лежащими. *Веерообразные складки* (см. рис. 47, е) напоминают в вертикальном сечении веер; при этом крылья антиклинальных складок падают в направлении осевой поверхности, а крылья синклинальных складок от нее. Как правило, породы в крыльях веерообразных складок имеют опрокинутое залегание, а ядра пережаты, т. е. в них локализируются оторванные части пласта.

По форме замка и его соотношению с крыльями могут различаться угловатые, округлые и сундучные, или коробчатые складки.

Угловатые складки имеют узкий замок и плоские крылья. Среди них дополнительно могут выделяться килевидные или гребневидные складки, обладающие наиболее резким перегибом в замках синклиналей или антиклиналей.

Округлые складки имеют относительно широкий замок с примерно равной кривизной изгиба слоев в его пределах. В некоторых случаях плоские части крыльев в таких складках выражены нечетко.

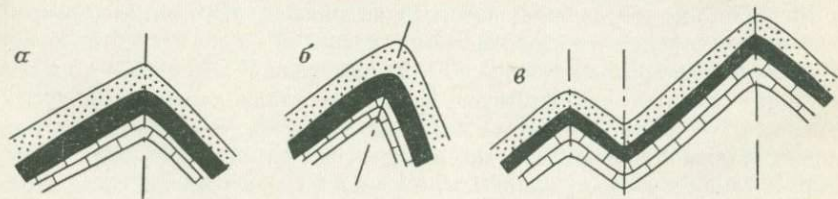


Рис 48 Типы асимметричных складок

а — с разной мощностью пород на крыльях, б — с разным углом наклона пород на крыльях, в — с разной длиной крыльев

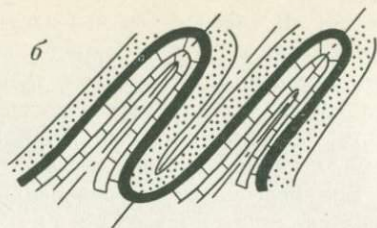
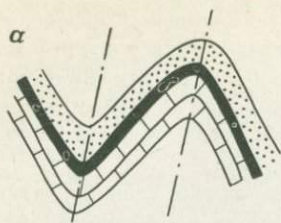


Рис. 49. Обычная (а) и изоклиная (б) складки

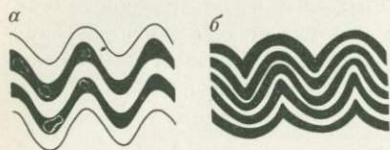


Рис. 50. Подобная (а) и концентрическая (б) складки

Коробчатые, или сундучные, складки (см. рис. 47, ж) характеризуются широким пологим или слабозогнутым замком и крутозалегающими крыльями. Наиболее резкие перегибы слоев определяют участки перехода от замка к крыльям. Ядерные части коробчатых складок в связи с уменьшением ширины замка будут выглядеть как округлые или угловатые складки.

По соотношению мощностей слоев в различных частях складки выделяются подобные и концентрические складчатые формы. Подобные складки (рис. 50, а) характеризуются одинаковой формой изгиба каждого из слоев. При этом мощности пород в замках больше мощности пород в крыльях складки. Такое изменение мощности является следствием перераспределения материала горных пород в процессе складкообразования.

Концентрические складки (параллельные, гармонические) характеризуются одинаковой мощностью каждого слоя в замке и на крыльях. В этом случае кривизна изгиба слоев в замке уменьшается по мере удаления от центра изгиба. В отличие от подобных этот тип складок имеет как бы один центр, вокруг которого изгибаются все слои (рис. 50, б).

Морфологические типы складок по соотношению их размеров характеризуются отдельно в плане и в разрезах. В поперечном разрезе соотношение высоты и ширины отражается прежде всего углом складки, в соответствии с величиной которого выделяются острые (крутые) складки с углом между крыльями менее 90° и тупые (пологие) с углом между крыльями более 90° . В иностранной литературе понятию «острая» складка соответствует понятие «складка малого радиуса», а понятию «тупая» — «складка большого радиуса». В плане, по соотношению длины и ширины, складки разделяются на линейные, брахиформные, а также купола и мульды. Линейные складки характеризуются высокими значениями (более 5) отношения длины складки к ее ширине. Брахиформные складки имеют отношение длины к ширине от 2 до 5. Купола представляют собой антиклинальные структуры, а мульды — синклинальные с соотношением длины и ши-

рины, не превышающем 2. Эти структуры, как правило, характеризуются также пологими углами падения пород на крыльях.

Существует группа складчатых структур, морфологические особенности которых определяются условиями залегания слагающих их пород. К их числу относятся моноклинали, флексуры, структурные террасы. Они отличаются от структур, имеющих как бы законченные формы, отсутствием или трудностью выделения некоторых элементов складки.

Моноклинали представляет собой структуру, которая сложена породами, имеющими одинаковый наклон слоев. В целом она может рассматриваться как крыло крупной складки, остальные элементы которой в связи с ее значительными размерами не обнаружены

Флексурой называется коленчатый изгиб моноклиналильно залегающих пород. Ее можно рассматривать как складку меньшего по сравнению с моноклиналию порядка, имеющую два длинных и одно короткое, смыкающее их крыло. На смыкающем крыле слои падают под более крутым углом. Расстояние по вертикали между опущенным и поднятым крыльями называется амплитудой флексуры. Флексура, наблюдаемая в горизонтальной плоскости при крутых углах залегания пород, называется горизонтальной.

Структурной террасой называется ступенчатый изгиб в пределах моноклинали, вызванный уменьшением угла падения пород на некотором участке. На смыкающем крыле структурной террасы породы могут иметь даже горизонтальное залегание. В случае, когда их наклон становится обратным по сравнению с общим направлением падения, образуется форма, называемая несогласной флексурой. Эту форму можно представить как сочетание относительно мелких по размерам антиклинали и синклинали, выделяющихся на фоне общего моноклиналиного залегания пород.

Структурные террасы и флексуры могут быть ограниченными по простиранию. В случае, когда их размеры по направлению общего падения пород становятся больше размеров по простиранию, выделяются формы, называемые соответственно структурным носом (гемиантиклинали) и структурной впадиной. Их можно рассматривать как локальные антиклинали и синклинали, оси которых ориентированы по направлению общего падения пород.

Дисгармонические складки (рис. 51) являются особой морфологической разновидностью. Они характеризуются резким различием размеров и форм складок в отдельных слоях, слагающих дислоцированную толщу. Это обусловлено различной пластичностью деформируемых пород. Наиболее высокопластичные породы, как правило, оказываются смятыми в наибольшей степени, а их мощность невыдержанной

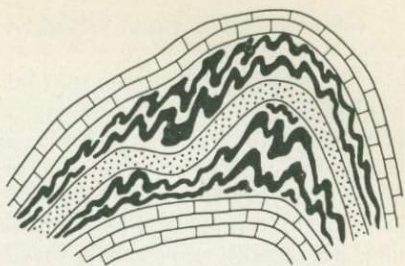


Рис. 51. Дисгармоническая складчатость

3. Генетические типы складок

Процесс формирования и развития складок очень сложен и не всегда поддается однозначной интерпретации. Образование складок, как конечного результата этих процессов, зависит не только от характера деформирующих усилий, но и от свойств горных пород, их состояния, длительности действия напряжений и их изменения во времени, а также некоторых других факторов. Разнообразие причин и условий складкообразования, их сложные сочетания часто приводят к формированию в разных геологических обстановках сходных по морфологии складок. В связи с этим характеристика формы складок оказывается недостаточной для правильного понимания особенностей геологического развития района и возникает необходимость типизации складок по их генезису.

Механизмы складкообразования. Усилия, приводящие к деформации слоев горных пород, могут вызываться различными причинами и проявляться в разных условиях. В то же время механизмы образования складок во многих случаях сходны, вследствие чего их нельзя рассматривать как генетический признак. Каждый из них редко проявляется в природе в «чистом» виде; чаще они взаимно дополняют друг друга. Наиболее существенными и распространенными механизмами складкообразования являются изгиб, скалывание и течение.

Изгиб слоев горных пород может происходить под действием сил, имеющих по отношению к напластованию деформируемых слоев разное направление. Силы, направленные вдоль залегания слоев, формируют складки *продольного изгиба*; под влиянием сил, направленных нормально к плоскости слоев, образуются складки *поперечного изгиба*.

Продольный изгиб является, как правило, следствием горизонтального сжатия. Особую роль при этом играет слоистость, определяющая возможность проскальзывания одного слоя относительно другого. На границе скользящих слоев возникает пара сил, стремящаяся вызвать деформацию сдвига. В подошве каждого вышележащего слоя сдвиговые сжимающие усилия направлены в сторону антиклинальных частей складок (рис. 52). На начальной стадии формирования складок продольного изгиба не происходит значительного перемещения материала горных

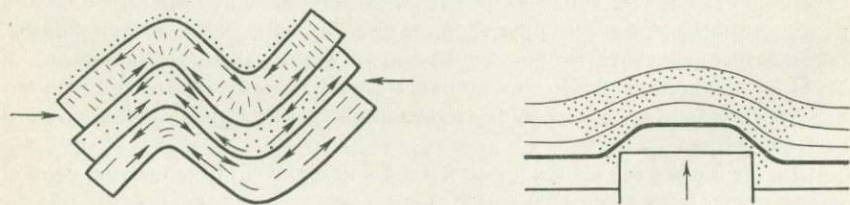


Рис. 52. Образование складки продольного изгиба. Стрелками указаны направления деформаций

Рис. 53. Образование складки поперечного изгиба. Точками обозначены участки растяжений; стрелкой направление движения блока

пород внутри слоев и их мощность сохраняется относительно постоянной (эта особенность присуща концентрическим складкам). В дальнейшем, по мере увеличения крутизны падения слоев на крыльях, сдавливающие усилия приводят к некоторому перераспределению материала горных пород, вследствие чего мощности слоев на крыльях уменьшаются, а в замках складок увеличиваются, т. е. складки становятся подобными. В ряде случаев перераспределение материала оказывается недостаточным для компенсации его дефицита в замках складок и в них наблюдаются линзовидные отслоения, вытянутые вдоль шарниров. Эти образования представляют особый интерес в связи с тем, что они могут являться рудоконтролирующими структурами, вмещающими так называемые «седловидные жилы». Их образованию способствует небольшое давление перекрывающих пород, в связи с чем они в большей мере приурочены к антиклиналям.

При продольном изгибе размеры деформированной слоистой толщи сокращаются в направлении действия сил сжатия; в направлении, перпендикулярном к ним, действуют усилия растяжения, приводящие к некоторому увеличению размеров слоев вдоль осей складок. Неравномерность сжимающих усилий или неоднородность физических свойств пород в плане создает различие в величине сил растяжения, направленных вдоль осей складок. Это различие в свою очередь приводит к чередованию условий сжатия и растяжения по данному направлению, что вызывает ундуляцию осей складок. Такое объяснение этого явления не исключает других причин ее возникновения.

Поперечный изгиб (рис. 53) вызывается парой сил, направленных вертикально; одна из этих сил своим возникновением обязана вертикальному тектоническому перемещению блоков, другая является силой тяжести. При поперечном изгибе слоистость пород не имеет решающего значения, так как деформирующие усилия ориентированы по нормали к ней. Их действие создает в отдельных участках слоев условия растяжения и, в результате, увеличение размеров слоев по площади. При таком характере деформаций роль проскальзывания слоев относительно друг друга мала, хотя оно не исключается полностью. Интенсивность и направления напряжений в разных частях складки поперечного изгиба неодинаковы. Поперечный изгиб часто сопровождается образованием в породах разрывных нарушений. Их характер зависит от положения в пространстве и, в частности, от давления вышележащих пород. Вследствие неоднородности деформаций разрывные нарушения могут иметь различную природу, хотя трещины отрыва являются, как правило, преобладающими.

Складки скалывания (рис. 54) в отличие от складок изгиба, формирующиеся без значительного перемещения пород внутри слоев, образуются вследствие перемещения горной массы вдоль поверхностей, ориентированных субпараллельно осевым поверхностям. Микротрещины располагаются относительно друг друга на расстоянии от долей миллиметра до первых сантиметров и перемещение по каждой из них крайне незначительно.

Условия образования поверхностей скальвания и связанных с ними складок во многом не ясны, что заставляет некоторых исследователей

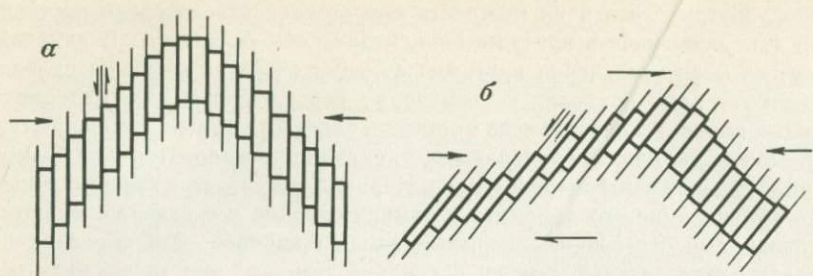


Рис. 54. Образование складок скальвания в условиях горизонтального сжатия
 а — стоячей; б — асимметричной с разной видимой мощностью слоев на крыльях

исключать возможность возникновения складок таким путем. Предполагается, однако, что они формируются в условиях горизонтального сжатия в сочетании с другими, в том числе сдвиговыми усилиями различной ориентировки. Чаще всего этот механизм складкообразования проявляется в сильно смятых литологически однообразных толщах относительно мягких пород. Само наличие параллельных микротрещин и перемещений по ним устанавливается в определенных случаях однозначно и при обсуждении этого механизма образования складок речь идет только о его роли. Вероятно, что он не имеет самостоятельного значения и является фактором, дополняющим развитие складок, образовавшихся первоначально иным способом.

Механизм скальвания способствует образованию складок, имеющих черты подобных или асимметричных складок с различной видимой мощностью пород на крыльях. Микротрещины, по которым происходит скольжение (скальвание), не следует полностью отождествлять с так называемым «кливажом», поскольку последний характеризуется различной ориентировкой в разных частях складки и имеет особую природу. В то же время нельзя не учитывать, что любые густые трещины, пересекающие пласты, могут стать поверхностями скальвания и способствовать складкообразованию.

Складки течения образуются в результате перемещения в слое пластичного материала. Перемещение направлено из областей высокого давления в участки с пониженным давлением, где складчатость этого типа представлена наиболее полно. При описании этих складок используется также термин «складчатость нагнетания (выжимания)».

Значение этого механизма образования складок возрастает при увеличении температуры и давления, так как в этих условиях увеличивается пластичность почти всех разновидностей горных пород. Кроме того, при этом интенсивно происходит перекристаллизация вещества, способствующая образованию пластических деформаций. Значительную роль при этих процессах играет фактор времени.

Складки течения имеют, как правило, сложную форму, резкие раздувы и пережимы мощности, различную ориентировку отдельных элементов складок и их размеры, т. е. обладают всеми чертами дисгармоничной

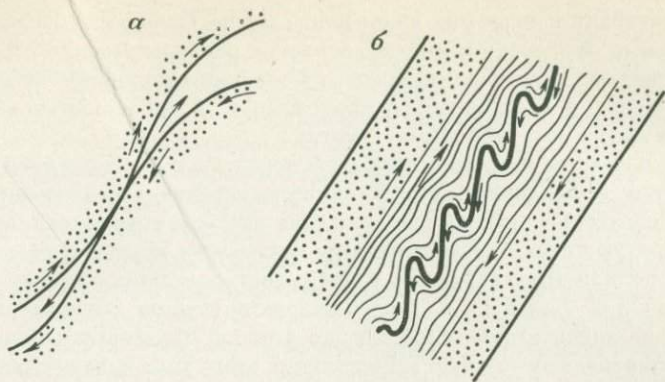


Рис. 55. Образование складок волочения.

a — выжимание пластичного материала в крыле складки; *b* — формирование мелких складок в пластичном слое; стрелками показано направление смещения

складчатости. В связи с различной вязкостью отдельных слоев формирование складок течения в пластичных породах может происходить одновременно с образованием складок изгиба. В этом случае в пластичных слоях образуются более мелкие, дисгармоничные по отношению к складкам изгиба складки волочения. Для них характерны асимметричность и наклон осевых поверхностей к замку антиклиналей (рис. 55). Такая форма складок волочения в определенной мере объясняется действием деформаций сдвига на границе слоев, однако основную роль в их образовании играет механизм течения, что подчеркивается наиболее интенсивным развитием дисгармоничных складок в замках, где сдвиговые деформации отсутствуют.

Различные механизмы складкообразования редко проявляются в «чистом виде» и в большинстве случаев действуют одновременно. Наиболее характерным примером их взаимодействия является формирование диапиров, которое может начинаться с образования складок продольного изгиба в обстановке горизонтального сжатия. В соляных диапирах в результате нагнетания в купол антиклинали высокопластичных пород (соли, глины, гипса) образуется ядро протыкания. При его движении вверх вышележащие породы образуют складку поперечного изгиба — купол. В зоне, непосредственно примыкающей к ядру, образуются тектонические нарушения от микротрещин до крупных разрывов и связанных с ними брекчий, окаймляющих ядро и имеющих наибольшую мощность в купольной части. В связи с тем что наиболее характерной чертой формирования этих структур является проявление разрывов и образование брекчий, они отнесены к разрывным нарушениям и более подробно описаны в соответствующем разделе.

Геологические условия образования складок. Складки формируются под воздействием усилий, имеющих различную природу и проявляющихся в разных условиях. Наиболее широким распространением пользуются складки, связанные с эндогенными процессами. Формирование таких скла-

док происходит в широком диапазоне глубин. Складки, обусловленные экзогенными процессами, имеют локальное распространение и проявляются в верхней части земной коры. Они часто являются вторичными по отношению к эндогенной складчатости, т. е. проявляются как следствие развития тектонических структур.

Эндогенная, или тектоническая, складчатость образуется в различных геотектонических условиях, в связи с чем В. В. Белоусовым [2] выделяются два основных типа складчатости, характеризующихся определенными комплексами морфологических признаков: полная (голоморфная) и прерывистая (идиоморфная).

Полная складчатость характеризуется распространением складок на значительной площади, на которой практически не остается недислоцированных участков. Признаками этого типа складчатости являются: линейность и параллельность складок в плане, одинаковое направление наклона осевых поверхностей (вергентность) групп сближенных складок, близость по ширине и амплитуде антиклинальных и синклиналиных складок. Все эти признаки позволяют рассматривать ее как результат общего смятия толщи пород, подвергнутой сжатию преимущественно в горизонтальном направлении. Такие условия характерны для участков земной коры с геосинклинальным режимом развития. Причины возникновения тангенциальных усилий во многом не ясны и являются предметом дискуссий различных геотектонических гипотез, которые здесь не рассматриваются. Можно лишь заметить, что в большинстве случаев причиной этих напряжений считается движение крупных блоков земной коры в результате конвекционных течений в мантии (тектоника плит). В качестве другой их причины рассматривается горизонтальное движение (соскальзывание) под действием силы тяжести больших по площади массивов горных пород в направлении от областей поднятий к участкам опусканий, создаваемых вертикальными движениями в земной коре. Предполагается, что соскальзывание происходит вдоль поверхностей, расположенных на значительной глубине, где горные породы обладают высокой пластичностью. Складчатость, образовавшаяся подобным образом, иногда называется «гравитационной». Ее основные черты соответствуют признакам полной складчатости.

Прерывистая складчатость характеризуется наличием изолированных складок среди горизонтально залегающих горных пород, различием в ориентировке складок и их элементов, в том числе и размерах антиклиналей и синклиналей. В формировании складчатости этого типа преобладающее значение имеют вертикальные тектонические движения, что характерно для участков земной коры с платформенным типом развития. В этих условиях на образовании складок могут сказываться также горизонтальные сдвиговые усилия вдоль разломов в фундаменте.

При вертикальных тектонических движениях образование складок может происходить одновременно с осадконакоплением. Складчатость такого типа называется *консегментационной*. Для нее характерно увеличение мощности слоев в замке синклиналей и уменьшение их мощности вплоть до полного исчезновения в замках антиклиналей. Это изменение мощности часто сопровождается изменением фацциального

состава слоев осадочных пород. Конседиментационная складчатость может быть проявлена как в платформенных условиях, так и на начальных стадиях геосинклинального развития, однако последующие деформации и связанное с ними перераспределение материала существенно осложняют ее выявление.

Вертикальные перемещения блоков (глыб) по расколам в фундаменте приводят к формированию так называемых глыбовых складок. К числу этих складок относятся такие линейные формы, как флексуры и структурные террасы. Перемещение отдельных ограниченных блоков приводит к формированию брахиформных и сундучных складок, мульд и куполов. Для них в этом случае характерны пологие углы наклона пород на крыльях, увеличивающиеся с глубиной, продолжение разрывных нарушений в породы осадочного чехла, особенно вблизи границ с фундаментом. В связи с тем что пологие складчатые структуры отражают существование на глубине отдельных глыб, они называются также «отраженными» глыбовыми складками.

Вертикальные движения блоков, ограниченных сериями протяженных разломов, создают линейные глыбовые складки — горст-антиклинали и грабен-синклинали*. Горст-антиклинали приурочены к блокам, испытавшим относительное воздымание а грабен-синклинали — к наиболее опущенным блокам. Различная амплитуда перемещений по каждому из серии разломов иногда создает ступенчатое строение фундамента с локальными перегибами, что отражается на условиях залегания осадочных слоев. Как правило, рассматриваемые структуры имеют уплощенные замки и относительно крутые крылья; разрывные нарушения нередко проникают в осадочные породы вплоть до выхода на дневную поверхность.

Результатом вертикальных восходящих движений относительно изометричных блоков являются также штамповые складки, для которых характерна сундучно-коробчатая форма. По условиям формирования они не отличаются от других глыбовых складок, поэтому термины «штамповая» и «отраженная» складка в современном понимании рассматриваются как синонимы. Штамповые складки в некоторых случаях встречаются группами, образуя сложную мозаику куполовидных поднятий, или в сочетании с другими складками такого же типа, в том числе и с флексурами.

В тех случаях, когда перемещения блоков пород по разрывным нарушениям имеют горизонтальную составляющую, возможно формирование приразрывных (приразломных) складок. Наиболее благоприятными условиями для их образования считаются перемещения по взбросам и надвигам, в лежачем боку которых возникают опрокинутые и наклонные складки, ориентированные параллельно плоскости разлома. Такие складки в сущности не отличаются по морфологии от складок общего смятия, если не считать быстрого затухания интенсивности складчатых

* Грабен-синклиналь и горст-антиклиналь — термины, укоренившиеся давние, но неслучайные, так как не следует думать, что не могут быть горст-синклинали и грабен-антиклинали, поэтому лучше не смешивать в одно понятие разрывные и складчатые структуры, то же относится к термину складко-сброс и т. п. — они засоряют терминологию и ведут к путанице.

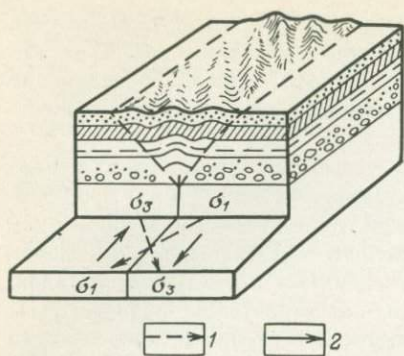


Рис. 56. Образование складок в осадочном чехле при сдвиговых деформациях фундамента.

1 — оси деформации; 2 — направление сдвиговых перемещений

противолежащего блока, другая — от него. В результате возникают напряжения σ_1 и σ_3 , одно из которых создает сжатие, а другое — растяжение. Сжимающие усилия обеспечивают формирование в осадочных породах складок продольного изгиба, оси которых располагаются в виде кулис, ориентированных под углом, близким к 45° по отношению к разрыву в фундаменте. Растягивающие усилия приводят к ундуляции шарниров складок и формированию трещин отрыва, ориентированных поперек их осей. Ширина полосы, в пределах которой развиваются складки, пропорциональна мощности осадочного чехла, что соответствует характеру рассредоточения напряжений по мере удаления от их источника. Морфология складок будет осложняться при наличии вертикальной составляющей перемещения по тем же разломам. В целом полосы кулисообразной складчатости, проявленной в платформенных условиях, трассируют положение разрывных нарушений в фундаменте, а их ширина позволяет судить о мощности чехла осадочных отложений.

Складки, возникающие в результате действия механизма нагнетания, могут проявляться в различных геотектонических условиях. Одной из особенностей этого механизма является наличие высокопластичных горных пород, свойства которых сходны со свойствами вязкой жидкости. Их перемещение из областей с высоким давлением в области с его пониженными значениями может создавать сложную дисгармоничную складчатость. При перемещении материала горных пород вверх возникают складки поперечного изгиба, аналогичные штамповым. Причиной возникновения складок нагнетания может являться давление вышележащих пород или тангенциальные усилия, всегда проявляющиеся совместно с действием силы тяжести. Образованию складок такого типа способствует наличие ослабленных зон, а также относительно низкая плотность пластичных пород.

В качестве пластичных пород в геосинклинальных условиях могут рассматриваться еще не застывшие магматические тела, а в платфор-

деформаций в сторону от поверхности разрыва. Ширина полосы, в которой проявляется приразломная складчатость, обычно невелика и зависит от величины деформирующих усилий, угла наклона разлома и свойств пород; способность передавать напряжения у рыхлых осадочных пород увеличивается с ростом давления.

Особого рассмотрения заслуживают складки, образующиеся в осадочном чехле вследствие сдвигов вдоль разломов в фундаменте (рис. 56). Деформации сдвига в осадочных породах раскладываются на две составляющие; одна из них направлена под углом, близким к 45° в сторону про-

менных условиях такие породы, как глины, гипс, соль, некоторые метаморфические образования. Как результат инъекций магмы кислого и щелочного состава в метаморфические породы рассматриваются птigmatивные складки, характеризующиеся мелкими размерами, сложной формой, ориентировкой по сланцеватости.

Экзогенная, или поверхностная, складчатость возникает под действием главным образом силы тяжести. Другими причинами образования таких складок являются усилия, вызванные различными физико-химическими процессами. В их числе уплотнение осадков при эпигенезе и диагенезе, разбухание при насыщении водой, замерзании, переходе вещества из одного состояния в другое.

Под действием сил гравитации в поверхностных условиях образуются складки оползания, среди которых выделяются несколько разновидностей. Складки, связанные с подводно-оползевыми деформациями на склонах неровностей дна, отличаются небольшими размерами, сложной морфологией и дисгармоничностью. Для них характерны разрывы сплошности и закручивание отдельных слоев, различная степень их деформированности в отдельных пачках осадков. Наземно-оползевые складки отличаются небольшими размерами и имеют черты складок, образовавшихся в обстановке горизонтального сжатия. Уменьшение давления горных пород в результате их денудации может привести к образованию мелких складок вследствие вспучивания и выгибания слоев, течения и выжимания вещества вдоль слоев по направлению к открытому склону.

Движение льда по поверхности земли под действием сил гравитации является причиной гляциодислокации. Они характерны для относительно поднятых частей рельефа, сложенных пластичными породами, и отличаются небольшими размерами, сложной морфологией и малой амплитудой. Эти складки быстро затухают с глубиной, а их оси ориентированы поперек направления движения ледника.

Складки, связанные с изменением объема горных пород, невелики по размерам, имеют относительно простую форму и ограниченное пространство, локализуясь в участках развития пород определенного состава.

4. Складкоподобные структуры

В поверхностных условиях образуются структуры, подобные складкам, те характеризующиеся разным наклоном слоев в их пределах. Основное их отличие от настоящих складок заключается в том, что такое наклонное залегание пород является первичным, а не возникшим в результате деформаций.

В водных бассейнах наклонное залегание связано с осадконакоплением в условиях неровного дна. При малых глубинах водоемов действие течений и волнения приводит к перераспределению осадков, в результате чего первично расчлененный рельеф дна выравнивается и залегание наиболее молодых осадочных пород приближается к горизонтальному. При больших глубинах бассейнов неровности дна в процессе осадконакопления могут сохраняться, остаются относительно постоянными

также мощность и фациальный состав осадков в отдельных слоях. Описанные структуры получили название структур облекания, или складок осадочного облекания. Чаще всего они фиксируются в пределах платформ и срединных массивов; в геосинклинальных условиях их установить трудно вследствие проявления более поздних деформаций.

Подобные же структуры образуются и в наземных поверхностных условиях. Они могут создаваться вследствие обтекания лавой неровностей рельефа и осаждения на них продуктов извержения вулканов. Быстрое остывание и затверждение этих продуктов способствуют сохранению неровностей рельефа. Зафиксированы также структуры облекания, создаваемые моренными отложениями, хотя их существование с общепринятой точки зрения трудно объяснить.

Следует подчеркнуть, что главной отличительной чертой складкоподобных структур является отсутствие деформаций в самих слагающих их породах.

5. Изображение складчатых структур в разрезах

Геологические разрезы служат одним из важнейших документов, позволяющим понять и отобразить наиболее существенные черты тектонического строения района. Это дополнение к карте является обязательным. Геологические разрезы строятся по одной-двум линиям, положение которых выбирается с таким расчетом, чтобы они охарактеризовали самые основные и типичные черты геологического строения объекта, в том числе последовательность в напластовании пород, наиболее типичные складчатые формы и тектонические нарушения, магматические и другие образования. Обычно разрез ориентируется вкострости простирания основных структур, реже, при сложном строении, допускается его проведение по ломаной линии. В этих же случаях возникает необходимость в построении не одного, а двух и более разноориентированных разрезов.

На графических документах разрезы размещаются под картой. В случае субмеридиональных разрезов его южный край располагается слева, а северный — справа; в случае широтных — в таком же порядке располагаются западный и восточный края.

Для диагонально ориентированных разрезов слева располагаются их северо-западный и юго-западный края.

Построение разрезов начинается с вынесения на него с помощью горизонталей карты профиля, отражающего поверхность разреза по данной линии.

Вертикальный и горизонтальный масштабы, как правило, принимаются одинаковыми; оба они должны соответствовать масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба допускается при пологих углах падения пород, когда на карте отмечаются лишь наиболее молодые осадочные образования, что характерно для платформенных условий, а также участков развития наложенных впадин. В этом случае разрез несет основную информацию о глубинном строении района и всем комплексе слагающих его пород, что требует их детального отражения на разрезе. При изменении масштабов должно быть учтено искажение углов падения пород на разрезе

Глубина, на которую требуется строить разрез при отсутствии дополнительных данных бурения и геофизических исследований, должна быть не меньшей, чем глубина, соответствующая 3 см в масштабе карты. Так, для карты 1:50 000 требуется построить разрез на глубину не менее чем 1,5 км. Экстраполяция данных картирования на такие расстояния требует особой точности и тщательности построений, проводимых на основе анализа всей имеющейся информации.

Кроме рельефа на разрезе отмечаются границы геологических тел, положение разрывных нарушений и осевых поверхностей складок, фиксируются углы падения пород и других геологических элементов. В том случае, когда направление падения геологических поверхностей и ориентировка разреза не совпадают, углы падения искажаются. Это искажение учитывается графическими построениями или с помощью табл. 1

При построении разрезов используются данные не только о геологических образованиях, непосредственно пересекаемых им на дневной поверхности, но и о телах и структурах, которые по условиям залегания могут оказаться в плоскости разреза на глубине. Следует учитывать также, что взаимоотношения структур и геологических образований, установленные по карте, обязаны соответствовать таковым на разрезах.

Первыми на разрезах фиксируются разрывные нарушения, причем сначала изображаются наиболее молодые из них, а также долгоживущие структуры наиболее низких порядков. Эти структуры могут ограничивать блоки, характеризующиеся особыми режимами тектонического развития, осадконакопления и магматизма. Определение положения разрывных нарушений на разрезах вследствие их линейности не представляет трудности.

Наиболее сложной операцией при создании разрезов является изображение складчатых структур. На ее начальных этапах складки рисуются в пределах отдельных тектонических блоков по всему разрезу, в том числе и в участках проявления наложенных процессов — магматизма, гидротермально-метасоматических изменений, метаморфизма. В этих участках указывается предполагаемое положение границ слоев.

Способы построения складок несколько различаются в зависимости от их морфологического типа. При изображении складок, характеризующихся постоянством мощности пород на крыльях и в замке, используется метод радиусов (дуг). К числу таких складок относятся концентрические, имеющие для всех слоев общий центр изгиба. Его положение определяется как точка пересечения перпендикуляров к плоскости напластования пород. Границы слоев проводятся циркулем из данного центра как дуги окружности. Такой тип складок является скорее исключением, чем правилом. Чаще складки с постоянной мощностью слоев имеют разную кривизну изгиба в различных частях, что должно учитываться при построении. С этой целью из точек замеров элементов залегания пород на профиле проводят перпендикуляры к границам напластования слоев. Каждая пара соседних перпендикуляров делит разрез на секторы, в пределах которых границы слоев проводятся циркулем как дуги окружности из точки пересечения этих перпендикуляров (рис. 57) По перпендикулярам откладываются границы пород в соответствии с их мощностью и установленной последовательностью, в том числе и пород,

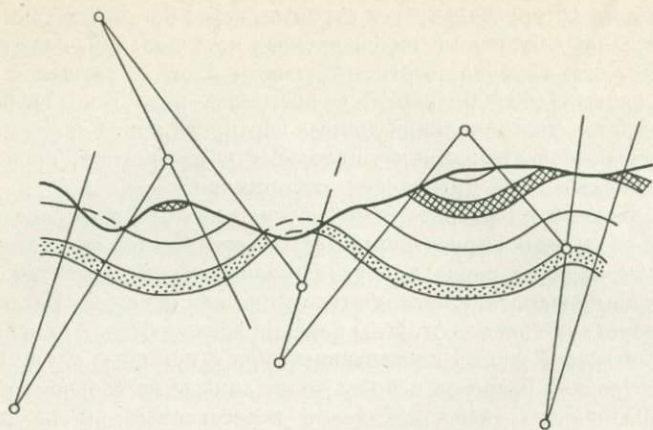


Рис. 57. Построение складок на разрезах методом радиусов. Точками показаны центры радиусов изгибов

не выходящих в пределах данного сектора на поверхность. Эти отметки используются для изображения границ слоев на глубине. При больших радиусах кривизны или параллельности перпендикуляров границы слоев проводятся как линии, близкие к прямым, в соответствии с углом падения пород на данном участке.

При составлении разрезов следует учитывать, что в определенных случаях вектор истинной мощности может не совпадать с плоскостью разреза. Это особенно характерно для разрезов, проходящих через участки периклинального и центриклинального замыкания складки, краевые части мульд и куполов, вдоль простирания флексур. В таких случаях на разрезах отражается не истинная, а вертикальная мощность слоя. Она вычисляется с учетом взаимной ориентировки вектора истинной мощности и разреза по формулам, приведенным в разделе III. Необходимо также следить за тем, чтобы мощности пород в местах пересечения разноориентированных разрезов соответствовали друг другу.

Построение подобных складок начинается с изображения границы одного, маркирующего, слоя, при котором могут использоваться уже описанные приемы. Остальные границы можно получить параллельным смещением относительно первой. Величина смещения зависит от мощности каждого слоя на крыльях; в замке складок мощности получаются увеличенными. Для угловатых подобных складок положение крыльев фиксируется по углам их наклона; в замковой части складки, ширина которой оценивается по карте, границы слоев рисуются скругленными. Подобные складки, так же как и концентрические, редко встречаются в чистом виде и являются, в значительной мере, теоретическими упрощениями. В связи с этим при построении разрезов необходимо учитывать возможность перехода одного типа складчатости к другому или их различного сочетания. Этот переход невозможно определить с помощью одних геометрических построений; для этого требуется привлекать дополнительную информацию, в том числе и теоретические представления

Изображение на разрезах дисгармонических складок представляет наиболее трудную задачу, которая практически не решается с помощью геометрических приемов. В лучшем случае они могут позволить определить положение только наименее пластичных, устойчивых слоев и пород, в которых дисгармоническая складчатость проявлена в наименьшей мере. В связи с этим интерпретация положения слоев между точками наблюдений часто является интуитивной. Это не означает, однако, что границы слоев могут проводиться произвольно. При определении их положения должны использоваться как общие закономерности формирования дисгармонической складчатости, которые учитывают степень смятия слоев с различными свойствами, взаимную ориентировку элементов складок различных порядков, так и закономерности, выявленные на более изученных, аналогичных по строению участках.

После изображения складок на разрезе фиксируется положение других геологических образований — магматических тел, зон метасоматических изменений. Оно устанавливается с учетом условий залегания их контактов, зональности, контроля этих образований структурными элементами, данных геофизики.

VII. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Разрывами, или дизъюнктивами, называются поверхности раздела, которые нарушают сплошность породы и взаимодействие атомов и молекул, расположенных по обе их стороны. По ним породы легко разделяются на части.

Разрывные нарушения являются самой широко распространенной группой структур в земной коре. Порядок их величин различен — от мелкой трещиноватости до разломов глобального значения. Из них самыми многочисленными являются трещины различного происхождения. Все они разделяются на два типа: трещины отрыва и скальвания. Трещины отрыва обладают неровными, шероховатыми, извилистыми поверхностями и относительно небольшими размерами (от долей миллиметра до нескольких десятков и даже сотен метров) и вдоль них нет заметных смещений. В отличие от них трещины скальвания характеризуются значительно большей протяженностью, гладкими поверхностями, на которых иногда заметны тонкие пленки глинок трения и небольшие смещения (миллиметры и более) контактов геологических тел. В последнем случае на их стенках могут образоваться штрихи, борозды скольжения и реже очень гладкие зеркальные поверхности, указывающие на скальвающие (срезающие) деформации пород. Ширина зияния, создаваемая обоими типами трещин, обычно измеряется долями миллиметра, но может быть существенно увеличена в результате растворения, расклинивающего действия замерзающей воды, оползневых и прочих явлений.

В отличие от трещин разломы характеризуются наличием брекчированных и милонитизированных пород, достигающих в единичных зонах внушительной мощности (0,5—1,0 км), а также отчетливыми смещениями рассекаемых ими контактов геологических тел. По установленной международной договоренности смещение всякого блока разлома относи-

тельно лежащего вниз по линии его падения называют сбросом, а вверх — надвигом или взбросом. Смещение вдоль простирания дизъюнктива называют сдвигом, а косые перемещения относительно линий его простирания или падения именуют сбросо-сдвигами или взбросо-сдвигами. Все охарактеризованные нарушения относятся к сколовым и не имеют каких-либо отличий между собой в строении зон разломов и их общего облика.

Второй, принципиально отличной от них группой являются раздвиги, соответствующие трещинам отрыва. Как и последние, они характеризуются рваными извилистыми поверхностями раздела пород, раздвинутыми поперек этой поверхности. Зияющие их пустоты часто заполнены обрушивающимися с их стенок обломками вмещающих пород или остроугольными и в разной мере окатанными обломками, принесенными текущими водами или ветром, создавая так называемые кластические дайки экзогенного происхождения. В других случаях в их полостях часто локализируются магматические и рудные образования. В противоположность разломам первой группы в раздвигих нет тектонических брекчий, глинок трения и милонитов, а также борозд, штрихов и зеркал скольжения.

Образование любых типов структур земной коры не обходится без развития разрывов, связанных не только с эндогенными, но и другими процессами. Изучение разрывных нарушений требует сбора необходимого и достаточного фактического материала, который позволяет определить морфологический облик разрыва, особенности пространственного положения и связь с другими структурами (разломами другого направления, складками и т. д.), происхождение (генезис) разрыва, время его появления и характер дальнейшего развития, значение в создании разновременных структур изучаемого участка и более широкого региона, а также влияние на процессы накопления осадков или их размыва, магматизм и в особенности на локализацию полезных ископаемых. Без решения указанных задач немислимы настоящие знания об этих структурах. Безусловно, на этом пути стоят большие трудности различного порядка, но их нельзя преодолеть полностью или частично без продуманных, систематических исследований различными методами с четким представлением общей цели и составных частей этой проблемы, для которых необходимо ставить конкретные задачи и вопросы и выбирать ясные пути их решения. Самой первой задачей всегда оказывается выявление самого разрывного нарушения.

1. Прямые и косвенные признаки разрывов

При выявлении дизъюнктивных нарушений и других структур используют прямые и косвенные признаки. К прямым признакам относят те, которые дают единственный, однозначный ответ; к косвенным — многовариантный, не одинаково достоверный результат решений из имеющегося их выбора.

Выявление трещиноватости и ее закономерностей может базироваться только на непосредственном наблюдении ее в коренных обнажениях, т. е. на основе прямых признаков. В этих условиях только и можно

точно измерить элементы залегания трещин, установить морфологический облик и принадлежность к сколам или отрывам, выявить число систем и частоту их встречаемости и т. д. Косвенные данные могут лишь способствовать решению генетических вопросов. В частности, дешифрирование аэрофотоснимков не может дать представление о трещиноватости, так как трещины либо не видны на них, либо изредка (при крупном масштабе — 1:16 000 и 1:32 000) видна какая-либо из систем. Однако данные картирования и дешифрирования разломов позволяют сопоставить трещиноватость с положением разломов, которые на аэрофотоснимках хорошо различимы и могут быть разделены на ранги по соподчиненности, протяженности и другим признакам.

Иногда говорят о скрытой трещиноватости пород, которая не видна в обнажениях, но может проявиться при дополнительном воздействии процессов выветривания, ударов молотком, взрывов или иных причин. Такая трещиноватость иногда повторяет видимые системы трещин, но образуют и свои, связанные с характером разрушения пород, их анизотропией, усиленной сочетаниями разнородных по физическим свойствам пород разреза. Особенно это сказывается при взрывах, когда возникают искусственные сложные системы трещин, которые не следует путать с естественными, а также образованными в процессе выветривания.

К указанным выше прямым признакам разломов, наблюдаемым в поле (зонам брекчий и милонитов, штрихов, борозд и зеркал скольжения, смещения границ геологических тел и др.), следует добавить различного рода изменения проницаемых дробленых пород в пределах этих зон (окварцевание, серицитизацию, каолинизацию, ожелезнение, рудную минерализацию и т. д.). Показателем их являются жилы, дайки, вулканогенные пирокластические образования, секущие окружающие породы, и цепочечное размещение потухших и действующих вулканов с заметной линейной миграцией их жерл в процессе развития вулканической деятельности. Трещинные вулканические извержения (типа Лакки, Исландия) — яркие и прямые признаки разломов, причем, нередко, со временем этот тип изменений сменяется излияниями центрального типа, нанизанными на такую зону разлома. Кобы выветривания часто развиваются вдоль зон разломов (и называются трещинными корами) и, если они не приурочены к выходам ненарушенных минерализованных пород или водоносным горизонтам, создающим заохранные зоны, их можно отнести к прямым признакам разломов. Форма перечисленных выше образований не обязательно должна быть линейной, что будет рассмотрено при характеристике типичных структур.

К прямым признакам наличия разломов также относится внезапное увеличение мощности или, наоборот, выпадение из согласно лежащих пород отдельных горизонтов, пачек пород или свит, против соседних их выходов. Прослеживая эти соотношения в пространстве, по соседним обнажениям, можно уверенно наметить положение разлома, если даже он перекрыт чехлом четвертичных образований. Такие примеры описаны нами [17, 18] в Кураминской зоне Средней Азии. Отмеченный характер внезапного изменения мощностей около разломов свидетельствует о скачкообразных проявлениях подвижек по ним в период накопления согласно залегающих толщ.

Большой опыт необходим при выявлении зон разломов (особенно с мощностями, измеряемыми десятками сантиметров в толстослоистых карбонатных, тем более мраморизованных породах, в которых они часто выражены тонкозернистой мучнистой массой того же цвета) и только внимательность и учет геоморфологических признаков (линейность небольших уступов скал или углублений, борозд, в них возникших от размыва и т. д.) заставляют обратить на себя внимание и позволяют в дальнейшем не пропускать их при составлении детальных карт. Обводненность зон разломов всегда усиливает контрасты (начиная с роста более сочной растительности и выходов родников вдоль них), и наличие разрозненных наблюдений самих разломов в этих полосах позволяет уверенно их трассировать, как и на основе прямых, непрерывно наблюдаемых признаков. Для большей уверенности, во избежание ошибки, следует проверить, не приурочены ли родники к водоносному горизонту пород. То же касается и брекчий, которые могут быть разного происхождения, и только тщательное их изучение позволяет выявить отличительные их признаки, различающие эти конвергентные образования друг от друга, что достаточно детально нами рассмотрено на с. 307. Конвергентность образования разнообразных пород, структур и других объектов всегда следует иметь в виду, так как они, будучи сходны в общих часто главных чертах, имеют разный генезис, условия и механизм образования, ареалы распространения и другие особенности, имеющие важное значение в разных аспектах. При детально разработанной стратиграфии обнаружение несомненного сдваивания разреза есть прямой признак разлома, а выявление точного места сочленения этих разрезов — дело техническое, связанное с привлечением всех объективных данных, если сам разлом закрыт чехлом молодых образований.

Ступенчатое положение поверхности выравнивания (пенеплена), выявленное при геоморфологических работах, будет показателем неотектонических подвижек по разлому, установить который в пространстве не сложно. Такими показателями неотектонических нарушений будут резкие уступы, смещения террас рек, ледниковых образований и т. д.

Несмотря на важность отмеченных выше прямых признаков разрывов, главным из них остается прямолинейное или извилистое положение толщ разного состава и геологического возраста, которые утыкаются друг в друга, находясь на одинаковых гипсометрических уровнях. Поэтому, если их контакт закрыт четвертичным чехлом отложений, он должен быть тщательно закартирован так, как это рассмотрено в специальном разделе, а само его наличие должно подкрепляться привлечением не только прямых, но и косвенных признаков, характеристика которых приводится ниже.

Косвенными признаками разрывов являются.

1. Внезапное исчезновение горизонтов и пачек пород при их прослеживании, особенно в слабо обнаженном районе, где картирование ведется по обломкам пород в делювии. Уточнение границы разнородных пород позволит не только установить и вычислить ее элементы залегания, но и обнаружить новые признаки (различного рода изменения пород у этой границы), указывающие на разлом. Отмеченный признак находится на грани прямого, а с отмеченными дополнениями переходит в него.

2. Разновидностью первого признака является утыкание горизонтов одних пород в другие. При закрытости контакта такие соотношения могут быть результатом: а) несогласного залегания пород и к разлому отношения не имеют; б) тектонических контактов; в) оползневых и других явлений. Выбор правильного решения потребует дополнительных работ (включая канавные).

3. Наличие брекчий, залегающих согласно со слоистостью пород. Различия тектонических и других их типов потребуют наблюдений, указанных на с. 307.

4. Увеличение степени трещиноватости, особенно какого-то одного направления, в том числе не очень характерного для района; то же и сланцеватости пород.

5. Внезапное изменение элементов залегания пород и флюиальности у эффузивов.

6. Наличие лавобрекчий и других пирокластических образований. Установление контактов, секущих окружающие их породы, позволит перевести этот признак разломов в прямой.

7. Плоские пластины пород (называемые иногда «прокладками», «пакетами») в интрузивах, которые могут быть блоками тектонического происхождения, или ксенолитами, не имеющими отношения к тектонике. С другой стороны, наличие в пластине зеркал, борозд скольжения, расщепленности параллельной контактам и особенно брекчий или милонитов позволит отнести их к разломам, возможно проявленным неоднократно (подновленным), прослеживающимся и в интрузивах. Если же всего этого не наблюдается в интрузивах, то это тоже тектоническая пластина, но возникшая до застывания магмы.

8. Прямолинейность долин рек, в том числе расположенных по разную сторону водоразделов. Иногда эти долины ограничены уступами (например, Рейнский грабен), где разломы окаймляют долину.

9. Полосы пониженных участков гор, часто изрезанных мелкой поперечной овражно-балочной сетью, широким развитием оползней и соли флюкционных явлений, и многочисленных родников вдоль этих полос. Это особенно характерно для зон крупных, глубинных разломов.

10. Линейное расположение блюдцеобразных понижений, болот или озер, а также воронок и провалов карстового типа.

11. Наличие обвальных плотин, подпруживающих реки и образующих запрудные озера, имеющие подземный сток и частично поверхностный (через плотину).

12. Резкие, обычно прямолинейные, ограничения озер или их поперечный перехват, за которым озеро уже, и такие же резкие коленообразные изменения течения рек.

13. Уступы в рельефе, не зависящие от характера слоистости и устойчивости пород к выветриванию.

14. Появление на склонах долин встречных им наклонных поверхностей, коротких увалистых гряд, подпруживающих небольшие озера и болота, «пьяного» леса, серповидных обрывистых ступеней и других признаков оползневых склонов. Они же характерны для мощных зон разломов, развитых в гористом районе.

15. Выступающие в рельефе гряды, гребни и «стены» или, наоборот, отрицательные формы рельефа (линейные, кольцевые, дугообразные, центриклинальные и др.), отражающие нарушения, выполненные жильными дайковыми образованиями, или фиксирующие вулканические постройки, слоистость пород и их складчатость и т. д. Такие морфологические образования всегда привлекают яркостью своего выражения, но природа их весьма различна.

16. Утыкание многоцветных полос аэрофотоснимка по какой-то прямой или извилистой линии в поле пород иной тональности или такая же внезапная смена поля одного структурно-морфологического облика другим, причем естественный рисунок структур каждого резко обрывается на их контакте.

17. Наличие сравнительно узких и протяженных полос с более обильной, разнообразной и сочной растительностью на фоне редкой чахлой и полусохшей на ближайшей территории. Этот косвенный признак разломов отчетливо проявляется в засушливом, аридном климате. Разломы здесь часто сопровождаются родниками и дренируют просачивающиеся по трещинам и капиллярам подземные воды, что и приводит к описанной картине. Однако в некоторых случаях может быть и обратная картина, если эти воды обогащены растворимыми соединениями Cu , Sb , As , Zn , Pb и др., создающими отравленную афитогенную обстановку и чахлость или угнетенность растительности. Аномально высокое накопление этих элементов в листьях и стеблях растений является основой геоботанического метода поисков руд по результатам анализов золы определенного вида растений, наиболее чутких к смене гидрогеохимической обстановки.

18. Геохимические аномалии (первичные, установленные по опробованию коренных пород и вторичные — по опробованию рыхлых отложений), обладающие некоторой вытянутостью. Их разновидностью являются упомянутые выше биогенные аномалии и гидрохимические. Они требуют трактовки их результатов с учетом совокупности геологических данных, как и перечисляемые ниже результаты геофизических исследований.

19. Аномалии, выявленные геофизическими методами: 1) магнитные; 2) силы тяжести; 3) радиоактивные (радоновые, урановые, тороновые и др.); 4) минимумы и максимумы электропроводности, а также выявленные другими способами.

Наилучшим вариантом выявления разломов является максимальное использование перечисленных признаков и разумное комплексирование методов в таком их объеме, который позволяет прийти к однозначному решению при минимуме материальных и трудовых затрат. При этом, например, имея прямые данные о разломе (по данным подземных горных работ) и спроектировав его выход на дневную поверхность, закрытую четвертичными отложениями, мы обязаны искать косвенные признаки, фиксирующие его положение, экономя средства для прослеживания только горными и буровыми работами.

Особую сложность выявления разрывных нарушений представляют случаи, когда они из хорошо видимых, легко разваливающихся на части зон дробления пород, в процессе метасоматоза, гранитизации и других ультраметаморфических изменений превратились в монолитные,

полнокристаллические образования. Исходя из приведенного определения, мы не вправе относить их к разломам, ибо они не обнаруживают разрыва сплошности пород. В настоящее время это типичные псевдоморфозы, или теневые структуры по прежним зонам разломов. Очевидно, в метаморфических и ультраметаморфических комплексах пород при внимательном изучении можно обнаружить немало примеров таких структур

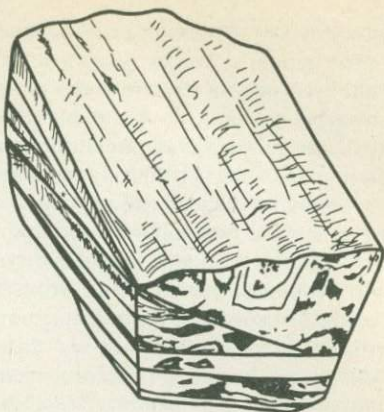


Рис 58 Теневые структуры зеркал и зонков скольжения

В эту же группу разломов, завершивших свое существование, попадут и нарушения, выполненные различными жилами, дайками или эффузивными и интрузивными магматическими телами различной формы, имеющими прочные припаянные контакты с окружающими породами, которые легко установить. Труднее выявить такие разломы, если они окажутся послойными или близкими к ним. Доказательством того, что это разлом, является наличие остроугольных хаотически расположенных обломков, что не позволит считать их метаморфизованными осадочными брекчиями, а также наличие апофиз, отходящих от таких зон и косо секущих соседние породы, гетерогенность и неустойчивость текстуры и структуры пород этих бывших разломов, даже если они до метаморфизма были перетерты до милонитов и глинок трения. Кроме того, в них можно обнаружить субпараллельные, отличающиеся по цвету и другим признакам зонки с зеркалами скольжения и бороздами, где заместившие их новообразованные минералы не несут никаких признаков деформации. Примером псевдоморфозы по бывшему разлому (теневые структуры) служит приводимая нами зарисовка (на основе фотографии) бывшего милонита в нефелиновых сиенитах Хибин (рис 58)

Там же в выработках и соседнем карьере нами наблюдались подобные небольшие нарушения, где апатитовая руда резко обрывается, припаяваясь по плоскости к безрудным породам. Существование таких контактов, а также псевдоморфоз по бывшим мелким оползням, будинажным структурам, складкам в ныне монолитных нефелиновых сиенитах имеет большое принципиальное значение в установлении генезиса массивов.

Следует отметить, что такие «запаянные» разломы обычно не фиксируются геофизическими методами (например СЗ разлом в Коростеньском плутоне на Украине)

2. Возраст разрывных нарушений

В процессе выявления и картирования разлома должна решаться и другая не менее важная проблема, — когда возник данный разлом, как

он себя вел в процессе образования рассекаемых им разновозрастных толщ пород, а также магматических и рудных образований, каков был характер перемещений и его амплитуда в каждый такой период, а в некоторых случаях и установление времени, когда он перестал существовать как разлом, нарушающий целостность пород. Иначе говоря, должна быть выявлена история развития этой структуры. Решить без возрастной датировки рубежей (абсолютной или относительной), когда происходили те или иные перемещения и какова была их длительность, невозможно. Эта задача должна всегда быть в поле зрения геолога — съемщика, ибо основные сведения на этот счет можно получить только в процессе геологического картирования; остальные методы лишь вносят в решение этой задачи свой вклад на базе обработки полевых материалов. Без постановки этих не легких вопросов перед исследователями нельзя ожидать и их решения. Этим мы прежде всего и объясняем скудость сведений такого рода. Рассмотрим некоторые успешные подходы в ее решении.

Так, например, в процессе картирования (и чтения составленных карт), видно, что разлом рассекает и смещает древние серии пород и перекрывается более молодыми. Зная стратиграфию и возраст их образований, не трудно установить верхний возрастной предел разлома. Изучая стратиграфический разрез перемещенных им пород непосредственно со стороны лежащего и висячего бока разлома и заметив размыв какой-либо пачки, горизонта пород или целой свиты в одном из блоков а также резкое скачкообразное увеличение мощностей каких-либо пород той же серии, мы можем фиксировать этапы или стадии перемещения блоков по этому разлому в процессе образования пород. Кроме того, появляется возможность установить тип и амплитуды перемещений разновозрастных свит или пачек пород, если они окажутся резко различными, тем более противоположными по характеру перемещений; это позволит существенно повысить наши знания о истории развития разлома. Часто плоскости разломов служат жерлами излияний лав из приуроченных к ним вулканов трещинного или центрального типа, местом локализации разновозрастных даек и разнообразных гидротермальных жил, положение которых установлено методами стратиграфии или абсолютной геохронологии. Очевидно, это позволит выявить время, последовательность и характер перемещений по разлому перед локализацией каждого нового типа даек и жил. Если установлено, что трещина или разлом «запаяны» этими образованиями, то с момента цементации разлома он в дальнейшем перестает существовать как разрыв сплошности пород. Определение типа и амплитуды перемещения является постоянно стоящей задачей для каждого этапа развития. Мы это подчеркиваем потому, что называя, например, разлом надвигом или сбросом, часто забывают сказать о времени — когда он был таковым, а когда вообще перестал существовать как разлом. Наблюдения над неотектоническими — сегодняшними разломами и анализ развития древних нарушений показывают что движения по ним происходят скачкообразно, в короткий промежуток времени после более длительного периода покоя

Необходимо напомнить о часто забываемых ложных дайках и ложных пересечениях, которые могут ввести в заблуждение как при выявле-

нии разрывных нарушений, так и датировке последовательности и характера перемещений.

Ложные дайки (или «псевдодайки») известны давно. Они представляют собой плоские, плитообразные, по форме и залеганию похожие на дайки, ксенолиты пород в интрузивных массивах, имеющие иногда значительную длину и мощность. Особенно трудно отрешиться от мысли, что это не дайки, тогда, когда ксенолиты представлены интрузивными образованиями, связанными с более ранним комплексом интрузивных пород. Решается этот вопрос при внимательном полевом и петрографическом изучении. В отличие от настоящих даек, в их приконтактных частях нет зон закалки или уменьшения зернистости пород, а также флюидалности, характерной практически для любой дайки в самой контактной зоне. Нет затеков пород предполагаемой дайки в трещины вмещающих пород и ксенолитов их в ней. Отсутствует метаморфическое влияние «дайки» на вмещающие породы. Правда, этот признак не всегда виден и в настоящих дайках. В тех случаях, когда в результате магматических процессов были в значительной степени переработаны такие ложные дайки (в том числе состоящие из осадочных и метаморфических пород), они переходят в кристаллически зернистые породы, не отличимые внешне в полевых условиях от интрузивных. Первым безупречным их отличием будет отсутствие закалки у контактов; вторым — неустойчивость структуры и текстуры «дайки» и местами плавные переходы между ней и вмещающим массивом, не позволяющим точно указать их контакт, а иногда по простирацию она как бы растворяется, исчезая в этом массиве. Кроме того, удается установить апофизы и затеки пород массива в разорванные части такой «дайки». При четкости и определенности отмеченных наблюдений вопросы генезиса таких образований и последовательности их появления на свет решаются однозначно.

Наличие псевдодаек, а также отмеченных нами ранее «пластин» или «пакетов» пород в интрузивных массивах позволяет судить о доинтрузивной тектонике района и способе завоевания массивами пространства при их локализации в данном месте.

Кластические «дайки» в отличие от ложных возникают в результате контракционных, антиконтракционных явлений и разрывов пород при землетрясениях, с последующим заполнением зияющих их пространств разнообразным обломочным или иным материалом. Контракционные трещины возникают, например, при остывании лавовых потоков или высыхании и растрескивании пород (например, в такырах) с образованием сравнительно коротких полигональных клиновидных трещин глубиной и протяженностью от нескольких сантиметров до первых метров, заполненных обломками пород покрывающего их слоя или принесенных временными потоками вод. В этом случае возраст пород и трещин в них почти синхронен. Антиконтракционные трещины обязаны своим появлением действию замерзающей воды (льда), расклинивающей трещины, и они не могут уже быть синхронны возрасту пород, а будут близки времени образования рельефа, а также возрасту нивального (снежного, холодного) климата, необходимого для их появления. Однако они могут возникнуть и в результате вспучивания глин при их размокании, гидратации некоторых минералов, а также серпентинизации ультраосновных

пород, что сопровождается возрастанием объема изменяемых пород, оказывающих расклинивающий эффект на соседние породы. Аналогичный эффект создают жидкости, проникающие под давлением в пустоты и трещины, расширяя и увеличивая площадь их распространения.

Значительно большей масштабностью обладают разломы и трещины, возникающие при землетрясениях. Их возраст может быть определен по тому обломочному и эффузивно-осадочному материалу, который заполняет и, наконец, перекрывает эти структуры, фиксируя верхний возрастной предел их образования, практически синхронный перекрывающим породам, если, конечно, они сохранились.

Ложные пересечения встречаются там, где широко представлены процессы метасоматоза, особенно избирательного. Яркие многочисленные примеры избирательного метасоматоза наблюдались нами на Джидинском молибден-вольфрамовом месторождении и были описаны в 1947—1954 гг и позже [18]. В частности, при детальной документации штольни 26 на интервале 21—22 м (жила № 260) наблюдались сложные и на первый взгляд противоречивые соотношения (рис. 59, а) Ветвящаяся кварцевая жила имеет нормальные припаянные контакты и сопровождается очень небольшой грейзенизацией вмещающих ее гранит порфириров. Такие же нормальные контакты наблюдаются и у двух одинаковых по составу даек аплит-порфириров. Из них наиболее южная тупо выклинивается, пересекая лишь одну ветвь жилы, вторая — все ее ветви. В то же время от этой жилы ответвляется небольшая апофиза, которая рассекает и южную дайку аплит-порфира. Таким образом, в данном случае наблюдаются противоречивые соотношения, а именно рудная жила и дайка пересекают друг друга. Вместе с тем при изучении вещественного состава жилы в ней были установлены отдельные сильно корродированные жильным кварцем и частично грейзенизированные участки кварц-микроклин-пертитовых пегматитов с типичной пегматитовой структурой и составом

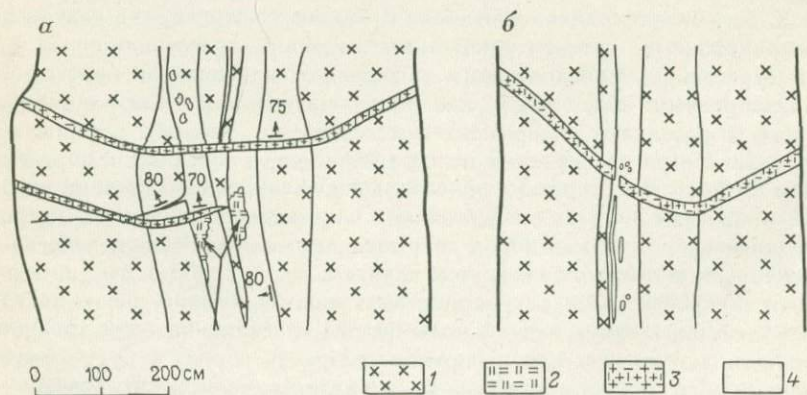


Рис. 59. Зарисовки кровли и стенок штолен по жиле № 260 (а) и жиле № 60 б
1 — гранит-порфиры; 2 — пегматиты; 3 — аплит-порфиры; 4 — кварцевые жилы

Аналогичные соотношения наблюдались и в штольне 5 по жиле № 60 на 108 м от устья (рис. 59, б). Здесь такая же по составу жила, залегающая в гранит-порфирах и имеющая нормальные контакты с ними, пересекается дайкой аплит-порфира. При этом в кровле выработки видно, как последняя приблизительно в центре жилы прерывается (сечется) кварцем этой жилы. Остроугольные обломки аплит-порфира здесь же (севернее) наблюдались впаивными в жильный кварц. В самой кварцевой жиле были обнаружены мелкие многочисленные участки пегматита, корродированные кварцем.

Объяснение наблюдаемым соотношениям мы видим в следующем. До образования рудных жил по трещинам в кварцевые порфиры произошло внедрение пегматитов. После этого дайки пегматитов (мощностью до 1 м) были пересечены дайками аплит-порфиров. Новые небольшие подвижки, более четко проявившиеся в одних участках (см. рис. 59, б) и менее четко в других (см. рис. 59, а), создали пути циркуляции гидротерм, которые вызвали избирательное замещение пегматита кварцем. В то же время аплит-порфиры лишь подверглись частичной грейзенизации, о чем свидетельствуют данные изучения прозрачных шлифов этих пород.

Подобные соотношения нередки и поэтому надо быть осторожным в выводах о возрастных соотношениях и внимательным при документации и изучении собранных материалов. Это же касается многих других вопросов, в том числе пересечений и смещений одной структуры другой. Поспешность выводов здесь вредна, ибо может оказаться, что оба разлома одновременны (сопряженные структуры), и только в последующее время оживление движений по одному из них привело к смещению другого.

Нередки случаи, когда один разлом как бы преграждает путь другому, явно не являясь его оперяющей структурой по положению и кинематике развития главного нарушения. Такое утыкание разлома в другой позволяет говорить о более молодом возрасте первого.

Мы не можем здесь перечислить все встреченные и возможные варианты определения возраста структур прямыми и косвенными методами и лишь отметим, что к крупным глубинным разломам часто примыкают (или утыкаются) многочисленные разломы второго или более высокого порядка, которые расчленяют блоки пород, расположенные по обе его стороны на серию мелких. Последние приобретают некоторую свободу автономного развития. Поэтому каждый такой блок (в зависимости от масштаба карты, т. е. генерализации изображаемых структур) должен быть предметом исследования истории его развития и установления характера и амплитуд перемещений относительно соседних блоков.

3. Генетическая классификация и краткая характеристика ведущих дизъюнктивных структур

До сих пор существует полный разброд мнений относительно того, что включать в понятие глубинный разлом и каковы его поперечные размеры. Ряд исследователей глубинным разломом называют не один

главный шов и сочленяющиеся с ним его параллельные ветви, а всю серию разноориентированных к нему разломов, создающих блоковую структуру, которую рассматривают как гигантскую брекчию, фактически лишая эти разломы четких границ. Во избежание этой неопределенности мы считаем, что к глубинному разлому следует относить наиболее мощные и протяженные зоны дробления и милонитизации пород с сочленяющимися с ними, рядом расположенными параллельными их ветвями, которые, как и он, часто контролируют локализацию разнообразных интрузивных магматических образований или положение цепочек вулканов и трещинных излияний лав, а иногда являются границей геотектонических зон или крупных блоков с существенно отличающейся историей развития. Они служат местом локализации многочисленных (неотектонических) очагов, средних (до 60 км) и глубокофокусных (300 км и более) землетрясений и т. д. и, как видно в табл. 4, они могут быть разного генезиса. Примерами глубинных разрывных структур являются разломы, ограничивающие Иртышскую зону смятия длиной 450 км (Рудный Алтай), известные для Средней Азии зона Николаева длиной в несколько сотен километров и Кумбельский разлом, прослеженный на 145 км и мощностью зоны дробления от 300 до 500 м, меридиональный разлом в Атакаме (Чили), прослеженный на суше до океана более чем на 600 км и мощностью 1 км и т. д. Только об единых зонах, ограничивающих блоки пород, можно создать конкретное обоснованное мнение и судить о времени, характере и амплитудах относительных перемещений этих блоков. Исходя из этого, к изучению глубинного разлома и всей совокупности разломов, развитых около него, следует подходить как к обычным дизъюнктивным структурам, разбирая детально геологическое строение каждого блока (обломка гигантской брекчии) и ограничивающих его разломов, а не избегать количественного анализа перемещений, молчаливо признавая непознаваемость и хаотичность этих глыб. В мировой геологической литературе крайне редки примеры, в которых было бы сказано, как определено направление и амплитуда перемещения и к какому времени это событие относится. Обычным является качественный интуитивный подход к определению типа и амплитуды перемещения при весьма доверительном, нетребовательном отношении к этому геологов. Частично это можно объяснить тем, что многим такая задача кажется простой и очевидной, не требующей приведения фактического материала, чаще же дело не доходит до анализа геологической карты и сбора необходимых и достаточных данных из-за слабого знания и неширокого распространения методов анализа и расчетов амплитуд перемещений. Однако прежде, чем перейти к этому вопросу, видимо, следует остановиться на генетической классификации разрывных нарушений, как она нам представляется (см. табл. 4), и кратко охарактеризовать главные типы и отличительные признаки этих структур. Поскольку подробный критический разбор развития взглядов на этот счет был недавно дан [18], мы не станем этого делать здесь.

Из табл. 4 видно, что некоторые структурные типы имеют двойной генезис потому что доля участия каждой столь велика и определяюща, что без участия одной из них было бы невозможно возникновение данной структуры. Кроме того, даже в одинаковых названиях (не говоря

о существовании других) структур, повторяющихся в разных генетических группах и подгруппах, отражается их конвергентность, т. е. неотличимость морфологического облика и других общих признаков, хотя генетически это различные образования, обладающие специфическими чертами, отличающими их от подобных структур, возникших иным путем.

Следует также заметить, что мы не применяем термина «линеамент» потому, что он не имеет строго установленного значения и вольно употребляется в мировой и нашей литературе. Под ним понимают любые линейные элементы: разломы, хребты, реки и т. д.; он просто не нужен, ибо более чем достаточно терминов с четкими границами понятий.

Не фигурирует в ней и такой достаточно распространенный термин, как кливаж, введенный в 1886 г. Боннеем для сланцеватости, образованной под действием механического давления (cleavage foliation) и впо-

Таблица 4

Генетическая классификация разрывных нарушений

Группа	Подгруппа	Типы	
Эндогенная	1 Разрывы разного возраста, независимые от складчатости	<p>А. Рифтогенные</p> <p>Б. Орогенные</p> <p>В. Платформенные</p>	<p>1. Глубинные разломы.</p> <p>2. Разломы средние и более высоких порядков.</p> <p>3. Трещиноватость (региональная и локальная, сопряженная и опе-ряющая зоны разломов)</p>
	2. Разрывы, связанные с геосинклинальной складчатостью	1 Разломы разных порядков (от глубинных до небольших), сопряженные с положением осевых поверхностей складок. 2. Секущая трещиноватость, сопряженная со складками. 3. Зоны постоянных разломов и трещиноватости. 4. Зоны брекчий в ядрах диапировых складок геосинклинальных областей и сопряженные с ними разрывные структуры	
	3. Разрывы, обусловленные тектонической активностью магмы	<p>А. Вулканические</p> <p>Б. Интрузивные</p>	<p>1. Крутопадающие линейные разломы и трещиноватость всех направлений (радиальные разновидности). 2. Кольцевые разломы и трещины (крутые и пологие).</p> <p>3. Линейные, дугообразные (сквозные и камуфлетные) зоны брекчий</p> <p>4. Трещиноватость, наследующая ориентировку трещин вмещающих пород (штокверки)</p> <p>5. Трубообразные и колоколовидные зоны брекчий (сквозные и камуфлетные) и зоны интенсивной трещиноватости той же формы</p> <p>6. Протрузивные. Своеобразные диапиры, особенно серпентинизированных массивов основных и ультраосновных пород</p>
	4 Конседиментационные разрывы	1 Глубинные разломы. 2. Разломы средние и более высоких порядков. 3. Трещиноватость	

Группа	Подгруппа	Типы
Экзогенная	1. Оползневые	1. Овражно-балочные и речных долин. 2. Прибрежно-морские и крупных озер
	2. Обвальные и осыпные	1. Нагромождение скал и осыпей (цементированные и рыхлые). 2. Обрушение полостей туннелей (карстовых и лавовых потоков и др.)
	3. Карстовые	Трещины, расщелины разной формы, поноры, воронки, просадки, поля и др.
	4. Контракционные	1. Усыхания и уплотнения осадочных пород. 2. Остывания лавовых потоков
	5. Антиконтракционные	1. Морозобойные трещины и прорывы наледей. 2. Трещины гидратации, серпентизации и другие изменения пород с увеличением их объема, а также размокания и вспучивания глинистых пород
	6. Трещины выветривания	Комбинация 3, 4 и 5 разновидностей экзогенной группы и действия химических и биологических агентов выветривания
	7. Диapiroны платформенных областей и авлакогенов	1. Соляные. 2. Песчано-глинистые
Эндогенно-экзогенная, комплексная	1. Экзогенные разрывы, обновленные и активизированные сейсмическими и тектоническими явлениями	Оползневые, обвальные, карстовые, диапировые и другие структуры
	2. Эндогенные разрывы, обновленные и усиленные экзогенными явлениями	Все эндогенные типы
	3. Полости растворения метеорными и гидротермальными водами	Полости, объединенные в единые структуры в результате растворения метеорными и гидротермальными водами, а также трещиноватость, связанная вспучиванию пород при их изменении теми же водами
	4. Грязевулканические	Трубчатые, линейные, кольцевые и другие структуры
Космогенная	Воронки взрыва, брекчии и трещины от падения космических тел	
Техногенная	Трещины отпора или бокового отпора. Воронки взрыва и другие формы, созданные взрывами на поверхности. Камуфлетные взрывные образования (в результате атомных взрывов и обычные)	
Техногенно-экзогенная	Обвалы. Просадки и обрушения над подземными выработками при добыче нефти, газа, вод и других ископаемых. Карст новообразованный и прежний, активизированный человеческой деятельностью. Оползни	

следствии расширенной Ван-Хайзом и Лизсом, включившими в него различные по генезису, несопоставимые образования: слоистость, флюидальность, трещиноватость и даже одновременную кристаллизацию минералов в пегматитах. И сегодня в одной и той же работе можно видеть, что в кливаж включают трещиноватость и сланцеватость, причем последний термин стремятся не применять [35]. Иначе говоря, путаются понятия, отражающие разные, несовместимые явления: трещиноватость — разрыв сплошности пород и сланцеватость — плоскостное расположение пластинчатых и удлиненных минералов без разрыва сплошности пород. Широкая дискуссия в шестидесятых годах, в которой принимали участие и некоторые авторы этой книги, заставила нас категорически отказаться от этого неопределенного термина, под которым, например, горняки, ратующие за его сохранение, понимают сближенную параллельную трещиноватость.

Мы также не включили термин шарьяж в свою генетическую, а так же морфологическую классификацию потому, что он не представляет особый тип. Все его отличие состоит лишь в пологом залегании, которое в некоторых случаях постепенно сменяется крутым. Он не является синонимом надвига, ибо может быть также сбросом или результатом комбинации обоих типов перемещений со сдвигами, т. е. не характеризует тип перемещений. Автоматическое отнесение шарьяжей — пологих разрывных структур к тектоническим надвиговым перемещениям — грубая ошибка. Мы не отрицаем наличия пологих надвигов, которые, в частности, доказаны для прикупольных частей интрузивных массивов, где серия пологих трещин и пологих мелких разломов, падающих центриклинально к массиву, фиксирует надвиговый тип перемещений его контактов. Всеми они именуется краевыми надвигами. Ряд пологих, почти горизонтальных покровов, постепенно переходящих в очень круто падающие нарушения, установлен при детальной съемке Тырнаузского рудного поля и в соседних частях Северного Кавказа (А. А. Курдюков, И. П. Греков, Ю. Я. Потапенко и др.), где их положение не определяется литологическими или геоморфологическими особенностями района в период их образования.

С другой стороны, отнесение к шарьяжам, т. е. к пологим надвигам далеких, часто бескорневых пологих пластин чужеродных пород, как это делают, например, А. Арган для Альп, заставляет нас несколько подробнее остановиться на этом принципиальном вопросе.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе известных шарьяжей, это приуроченность более древних, чужеродных пластин к пачкам или горизонтам пластичных, обычно песчано-глинистых отложений. Шарьяжей нет, например, внутри эффузивов, кварцитов, карбонатных и других жестких пород. Вторым аспектом является то, что пластичные породы, внутри которых или на которых залегают эти пластины (в также экзотические глыбы, или клиппен, часто лежат почти горизонтально, т. е. не несут никаких признаков тангенциальных усилий (и деформаций), необходимых для объяснения далеких (20—50 км) перемещений чужеродных тел. Единственным и сейчас наблюдаемым естественным процессом их образования быть только оползневые явления на берегах океанов, морей, крупных озер при нали-

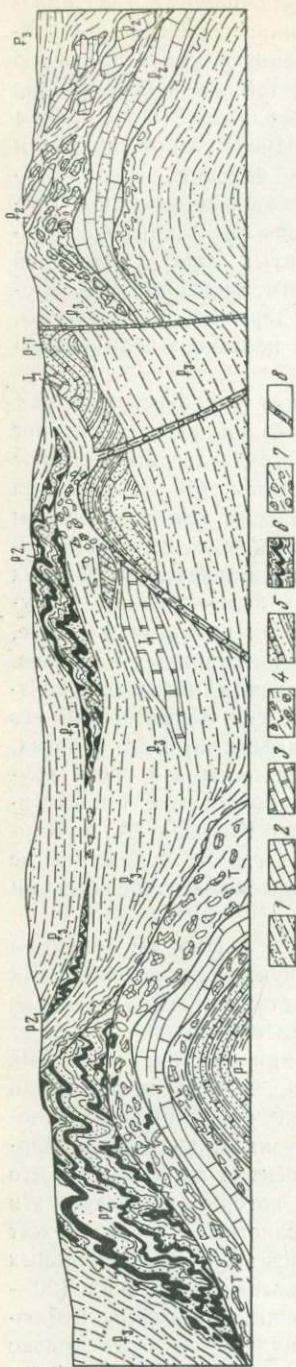


Рис. 60. Принципиальная схема оползневых покровов (составлена по материалам Д. Дюрана, Н. В. Озеровой, И. Н. Титова и др.) 1 — нумидийский покров, верхнепалеогеновые глины и песчаники; 2 — среднепалеогеновые песчаники и известняки (Дорсаль); 3 — нижнеюрские доломиты; 4 — триасовые (?) гипсоносные глины с прослоями других пород; 5 — пермо-триасовая толща красноцветных пород — песчаники, аргиллиты и др.; 6 — нижнепалеозойские метаморфические породы — гнейсы, метаморфизованные известняки, слюдянистые, хлоритовые и другие сланцы; 7 — тектонические брекчии диапировых структур; 8 — разломы

чий вблизи гористого рельефа местности. Масштабы их развития на Земле грандиозны. В прибрежной зоне водоемов, где имеются песчано-глинистые, пластичные, перенасыщенные, пластичные осадки с низким коэффициентом трения и небольшом уклоне дна (начиная с 30' и более), создаются условия для перемещения оторвавшихся глыб и их сползания за пределы разрушительного действия волн. Большая крутизна склона, крупные штормы и особенно сейсмичность и связанные с ней волны цунами будут убыстрять развитие этого процесса. Размеры этих пластин иногда достигают нескольких сотен метров толщины, а площадь — нескольких тысяч квадратных метров. Занимают они в этих толщах самые различные стратиграфические уровни и не сопровождаются зонами брекчий, которые следовало бы ожидать при столь значительных перемещениях. Примером сказанному может служить миогеосинклинальный Северо-Нумидийский альпийский прогиб, расположенный между Средиземноморским вулканогенным поясом и Африканской платформой. Именно здесь часто встречаются крупные плоские пластины палеозойских метаморфических пород, триасовых песчаников юрских известняков, сохранивших все черты своей структуры, расположенные внутри почти горизонтально залегающих эоценовых глин или глинистого флиша. Они обнаружены на значительных пространствах Алжира, Туниса и Марокко. Многие геологи относят их к шарьяжам, в то время как другие, в частности К. А. Де Йонг, приходят к выводу, что в Нумидийском флише в пределах Туниса в этом повинна гравитационная тектоника, а не тектоника плит. По

характеру их разрезов можно установить, с какого борта Нумидийского прогиба сползали эти глыбы. В некоторых участках той же зоны в Алжире они участвовали в глыбовой (штампового типа) складчатости, образуя диапировые структуры (рис. 60).

В качестве ярких примеров шарьяжей обычно приводят Альпы и Апеннины. Однако Л. У. Ситтер и В. В. Белоусов (по устному сообщению) считают их серией многократно перекрывающих друг друга оползней, весьма характерных для горных областей. Если иметь в виду, что шарьяжи обычно являются оползнями, то учитывая сложный извилистый путь их волочения по неровному склону водоема и тем более горного сооружения, они должны быть отнесены к сбросам или сложным сбросо-сдвигам.

Сторонники шарьяжей как крупных тектонических перемещений дают нереальные умозрительные, весьма туманные объяснения этого механизма. В принципе такие образования могут быть отнесены к олистолитам — клиппенам или экзотическим оползшим глыбам [22], и нет решающих отличительных признаков между ними и отмеченными выше структурами, ибо размеры их различны, как и перемещения. Иначе говоря, термин шарьяж неопределенный и лучше от него отказаться.

Часть структур, выделенных в табл. 4, была нами кратко охарактеризована; ряд других ясны из поясняющих ее рисунков и не требуют специального рассмотрения. Поэтому ниже мы остановимся на тех структурах, которые мало освещены в литературе, и покажем их специфические отличительные черты, важные для диагностики таких структур, часто имеющих вид своеобразных конвергентных «близнецов» неодинакового происхождения.

4. Раздвиговые структуры

Из приведенного ранее определения раздвиг представляет собой поперечное раскрытие новообразованных, а также ранее существовавших трещин или разломов независимо от их происхождения. Из этого следует, что под понятием раздвиг скрыто более широкое содержание, поскольку раздвигание или поперечное раскрытие трещины или разлома может происходить как по уже существующим структурам, так и по первородным (новообразующимся). Тогда последние по механизму своего формирования и морфологии соответствуют трещинам отрыва, а первые могли быть сколовыми, но в период раскрытия раздвигового типа оказались в положении трещин отрыва при новом плане деформаций. Раздвиговый характер имеют и трещины отрыва не тектонического происхождения — контракционные и антиконтракционные. В ту же группу раздвиговых структур относятся рваные, извилистые трещины, возникшие при землетрясениях и нередко имеющие вид кластических «даек». Увеличивает их разнообразие и сложность анализа неоднократное раскрытие ранее возникших сколовых зон разломов и трещин. Ввиду отсутствия до недавнего времени каких-либо отличительных признаков раздвигов от других структур (кроме сходства с трещинами отрыва, отмеченного Г. Гудспидом, который ввел этот термин) он почти исчез

из употребления. В результате проведенных нами исследований [18] эти признаки были выявлены и кратко излагаются ниже.

Прежде всего следует заметить, что не всякая жила есть выполнение открытого пространства, а не результат метасоматического замещения окружающих пород, что должно быть выяснено прежде, чем делать заключение о раздвигании трещины или доли участия в этом обоих процессов. Если раздвиги возникают как первородные образования в некогда монолитной породе, то их морфологические черты будут полностью соответствовать морфологии трещин отрыва — их шероховатости, равным извилистым поверхностям без тектонических брекчий и глинок трения и смещения стенок в каком либо направлении вдоль такой поверхности. В их зияющем пространстве может находиться кластический (занесенный потоками и обвалившийся) или иной материал. Однако, когда раздвиганию подвергаются ранее образованные сколовые трещины или зоны разломов с тектоническими брекчиями, милонитами и глиной трения, они сохраняют морфологию этих трещин скола и зон разломов, хотя по своему положению в этом новом этапе деформаций раздвиги по-прежнему занимают положение трещин отрыва и могут быть использованы для определения ориентировки малой оси σ_3 эллипсоида напряжений при кинематическом анализе полей напряжений. В этом случае первородные морфологические черты раздвигов, служившие опорой в определении раздвиговой природы нарушения, исчезают. Из этой неопределенности нас выводят другие весьма характерные их особенности, которые лучше показать на природных объектах.

Среди раздвигов следует различать два распространенных вида структур — упорядоченных и неупорядоченных. Представителем первого вида являются лестничные структуры, хорошо выраженные на Березовском месторождении на Урале (рис. 61). Они представлены многочисленными кварцевыми жилами, которые развиты преимущественно в мощных и

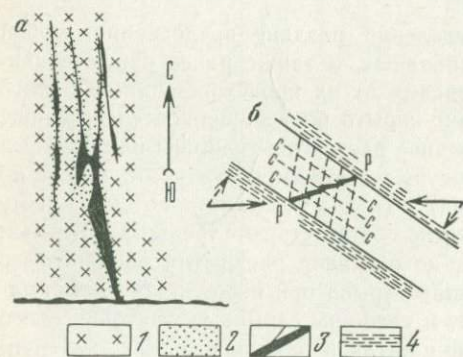


Рис 61 Лестничные жилы в дайке гранит-порфира.

а — зарисовка забоя; б — схема расположения трещины скола (с) и отрыва (р)
1 — граниты; 2 — зона серицитизации; 3 — кварцевые жилы; 4 — тектоническая глина трения и милониты

протяженных крутопадающих дайках меридионального простирания; значительно реже встречаются в дайках диагонального — северо-западного и северо-восточного направления и число их падает, если дайки выволаживаются с глубиной. В контактах этих даек всегда наблюдается тектоническая глина трения мощностью в несколько десятков сантиметров, слегка обожженная (в пределах 3—5 см) в непосредственном контакте даек, что свидетельствует о додайковом возрасте сколовых зон разломов, рассекающих сланцы. Из сказанного видно, что пространственное положение даек и нали-

чие глинки трения определяют частоту встречаемости жил и их протяженность по простиранию и на глубину. Установлено, что в дайках резко преобладают широтные крутопадающие несколько извилистые жилы, сравнительно быстро выклинивающиеся на глубину и кулисно сменяющиеся новыми, которые тупо выклиниваются у их контактов, реже выходят за него на первые сантиметры в контактово-метаморфизованную часть тектонической глинки, а иногда выклиниваются не доходя до контакта даек. Морфологический облик жил свидетельствует о том, что они локализовались в трещинах отрыва, а в плане имеют вид перекадин лестницы, за что и получили еще в старину меткое название лестничных жил, вошедших в научную литературу и в качестве самостоятельного структурного типа. Как видно на рис 61, форма их такова, что не позволяет, мысленно сдвинув их контакты, получить прежнюю монолитную породу, т. е. без участия метасоматоза, при локализации кварца, невозможно объяснить их конечную морфологию. Этот вывод подтверждает и несложный расчет, показывающий, что при общей мощности жил, составляющих 4—5 % длины вмещающих их даек, мы получили бы весьма существенное удлинение даек на многие сотни метров, что, исходя из геологических данных (срывов и смещений контактов даек, секущих эти и также содержащих лестничные жилы и т. д.), невозможно. Отсюда приходится делать вывод, что в образовании лестничных жил Березовского месторождения существенное значение имели процессы замещения пород. Наблюдаемое иногда гребенчатое строение кварцевых жил не может служить бесспорным доказательством роста кварца в зияющих пустотах. Редкие жилы, залегающие здесь в плоских сколовых трещинах, также резко выклиниваются у контактов даек.

Роль тектонической глинки у контактов даек чрезвычайно велика. Она явилась своеобразной смазкой в процессе раздавливания даек с образованием главным образом вертикальных трещин отрыва, реже косых — сколовых. Преобладающее развитие лестничных жил в меридиональных крутопадающих дайках и уменьшение их частоты в северо-восточных, северо-западных и полное их отсутствие в широтных дайках свидетельствует о горизонтальных субширотных усилиях. Только такое их положение соответствует тому, что максимальные сжимающие усилия будут испытывать крутопадающие меридиональные дайки, а на все остальные, с иными простираниями и углами падения, эти усилия будут меньшими, раскладываясь по правилу параллелограмма на нормальные и тангенциальные.

На изученном нами фактическом материале оказалось возможным выявить причинность такой закономерной локализации жил и даже установить палеотектонический план деформаций (и полей напряжений) вплоть до ориентировки сил в процессе образования охарактеризованной трещиноватости перед локализацией жил (что удается крайне редко!). Зная прочностные свойства даек разного состава и примерную глубину, на которой они деформировались (для внесения поправки на рост прочности пород), уже не трудно рассчитать необходимые и достаточные усилия, которые действовали в ту пору.

Примеры лестничных структур многочисленны и видны, начиная

с образца до гигантских структур, где «перекладинами» такой лестницы являются отдельные месторождения, такие, как Садон, Згид, Архон и другие на Северном Кавказе, развивающиеся в гранитоидах между крупными разломами, зоны дробления которых служили смазкой при раздавливании этого крупного горста, подобно тому, как это имело место на Березовском месторождении. Однако если для последнего раздвиговые структуры, локализирующие лестничные жилы, являлись первоначальными тектоническими трещинами отрыва, то на месторождениях садонской группы раздвигались уже существовавшие сколовые зоны разломов, поперечные к горсту гранитоидов и развитые в его пределах.

Принципиально по механизму образования структуры будинажа не отличаются от механизма возникновения лестничных структур. Будины, т. е. разорванные и растащенные части пород, возникают только в хрупких породах, расположенных внутри пластичных. Обжимание и сглаживание острых углов будин идет при усиливающейся деформации, ведущей к их округлению и раздвиганию внедряющимися пластичными породами по трещинам, разделяющим эти будины.

Примером (рис. 62), где раздвиги образуют неупорядоченные, более сложные структуры, является восточный фланг Курусайского рудного

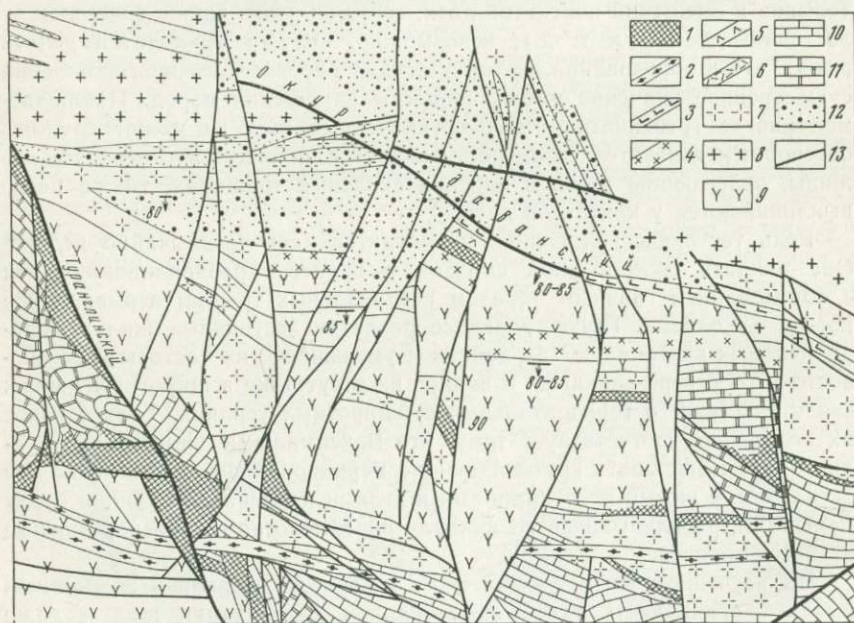


Рис. 62 Фрагмент схематизированной геологической карты северной части Ординой Горки (составленной И. П. Кушнаревым, В. С. Колесниченко, Н. С. Мостовым и Н. К. Выходцевым).

1—5 — верхнепермские образования (1 — скарны, 2 — диабазовые порфиры, 3 — долериты, 4 — граносиенит-порфиры «красные», 5 — фельзит-порфиры розовые и розовато-серые), 6 — дайки серых кварцевых порфиров и их пирокластов (C₃); 7 — гранодиорит порфиры (C₂); 8 — гранодиориты (C₂); 9 — диориты (C₂); 10 — карбонатные породы (D₂ — C₁); 11 — белые сахаровидные мраморы; 12 — метаморфизованные песчано-сланцевые отложения (O—S); 13 — разломы

поля — участок Орлиная Горка (Средняя Азия). Курусайское рудное поле приурочено к тектоническому блоку карбонатных пород D_3-C_1 шириной 3 км, который вытянут в северо-западном направлении, слагая одну из ступеней грабена. По его краям воздымаются крупные массивы среднекарбонных гранодиоритов. На Орлиной Горке ведущими разрывами являются: близширотный ($280-290^\circ$, пад. ЮЗ $80-85^\circ$) Окурдаванский разлом; Туранглинский разлом северо-западного ($320-330^\circ$ простирания, падающий на ЮЗ $75-85^\circ$, и самый крупный в районе Железный разлом северо-восточного (60°) простирания, падающий на ЮЗ $80-85^\circ$. Вместе с Копалисайским разломом того же простирания, падающим под углом $50-60^\circ$ на юго-восток, Железный разлом является юго-восточной границей рудного поля. Три названных разориентированных разлома служат границей блока известняков Орлиной Горки, в котором развиваются более мелкие крутые северо-восточные и близмеридиональные разломы, возникшие в среднем карбоне до внедрения даек гранодиорит-порфиров — дериватов среднекарбонных Кураминских гранодиоритов. Они оперяют Туранглинский разлом, пересекают и незначительно смещают Окурдаванский разлом и являются теми разломами-экранами, в пределах которых в зоне Окурдаванского разлома и более мелких близширотных параллельных ему или падающих навстречу нарушениям развиваются раздвиги. В каждом блоке выявлено разное число даек разных возрастов (от C_2 до P_2 включительно) и состава, часть которых прослеживается в соседние блоки. Такой переход практически всегда сопровождается резким, ступенчатым изменением их мощностей у разломов-экранов; но часто дайки тупо выклиниваются у последних (см. рис. 62). У контактов ограничивающих их разломов в дайках наблюдаются зонки закалки. Аналогичный морфологический облик имеют и скарны с вольфрам-молибденовой и наложенной на нее полиметаллической минерализацией. У сочленений близширотных зон дробления с близмеридиональными разломами-экранами, лентовидных, вытянутых на глубину скарных залежей в известняках или на контакте их с дайками, иногда возникают рудные столбы. Изучение показывает, что если относительно даек нет оснований говорить о какой-либо ассимиляции пород, то скарны представляют типичные метасоматиты, возникшие по карбонатным отложениям. Как видно на рис. 62, раздвигание широтных зон дробления Окурдаванского разлома и оперяющих субпараллельных ему разрывов происходило неоднократно перед внедрением новых типов даек и перед образованием гидротермальных метасоматитов при постоянной закрытости секущих их разломов-экранов, что свидетельствует об устойчивости плана деформаций для этих этапов и стадий развития района. Отчетливо видно влияние разломов-экранов не только на формирование магматических образований (способствовавших раздвиганию нарушений путем их расклинивания), но и гидротермальных. Так, например, в одном из блоков развиты белые сахаровидные крупнозернистые мраморы, иногда с розетками волластонита, а в соседних сразу же за зонами-экранами сохраняются неизменные светло-серые или черные мелкозернистые известняки и доломиты. Аналогичный характер переходов у разломов-экранов наблюдается при окварцевании и серицитизации кислых даек и серпентинизации ультраосновных

Яркой чертой раздвиговых структур является то, что число и ширина раздвигаемых структур в каждом блоке, ограниченном разломами-экранами, разные, не сопоставимые с соседними блоками. При этом возникают дайки-обрубки, жилы-обрубки и более мелкие «ящичные» формы тел. Все это указывает на автономность развития каждого блока. Из этого же следует, что установив раздвиговой характер таких структур, не следует ожидать обнаружения смещенных частей тех же даек, жил и т. д. за очередным разломом-экраном, как это бывает часто в других случаях с обычными разломами. При наличии раздвигов нет этих смещенных частей, а есть свое независимое число аналогичных образований, что отчетливо видно на приведенном примере. Знание таких особенностей имеет прямое практическое приложение прежде всего при проведении геологосъемочных, поисково-разведочных и оценочных работ на рудных объектах, подсчете выявленных и ожидаемых запасов руд.

Суммарный эффект многократных перемещений блоков по Окурдаванскому разлому составляет первые сотни метров, причем все северные блоки относительно южных были подняты и в разной мере раздвинуты. Нет данных, чтобы решить, были ли эти смещения комбинированными с раздвигами или раздельными, и рассчитать составляющие их амплитуды для каждого такого этапа. Ясно лишь, что на долю раздвигов приходится соизмеримые величины (от первых десятков до полутора сотен метров), которыми уже нельзя пренебрегать.

В качестве примеров раздвиговых структур мы опирались на рудные поля только потому, что это наиболее детально изученные участки Земли. В действительности они имеют широкий диапазон от планетарных разломов в срединно-океанических хребтах, крупных рифтовых — грабённых структур и до микроскопических объектов. Глубинный диапазон их развития также велик, о чем свидетельствует и локализация в них разнотипных рудных и других образований.

Рассмотрим для уяснения, как будут выглядеть раздвиговые структуры при различном положении пластов, даек, жил и т. д., с чем их можно спутать и как следует учитывать влияние раздвига на другие типы перемещений, происходивших в плоскости нарушения. Поскольку до нас [18] и после этот вопрос никто не разбирал, мы рассмотрим варианты влияния раздвига на смещение пород на простой модели — серии поперечных к нему разрезов (рис. 63). Для той же простоты примем, что показанные на разрезах породы имеют простирание, параллельное раздвигу, поэтому все последующие сдвиговые смещения (если они были) в плоскости раздвига не изменят этой картины, так как следы пересечения этой плоскости с плоскостями додайковых трещин будут горизонтальными линиями, совпадающими с направлением сдвигов (они не будут здесь замечены), но зато в этих поперечных сечениях будут видны истинные амплитуды взбросовых или сбросовых перемещений. Рассмотрим первый пример (рис. 63, а). На нем видно, что вертикальная зияющая (или чем-то заполненная) полость не смещает горизонтально лежащий слой, а одноименные некогда совпадающие точки A и A' разомкнуты поперек полости на величину r и указывают на чистый раздвиг. В то же время аналогичные одноименные точки B и B' у дайки создают вид, позволяющий думать, что левый бок был поднят относительно правого.

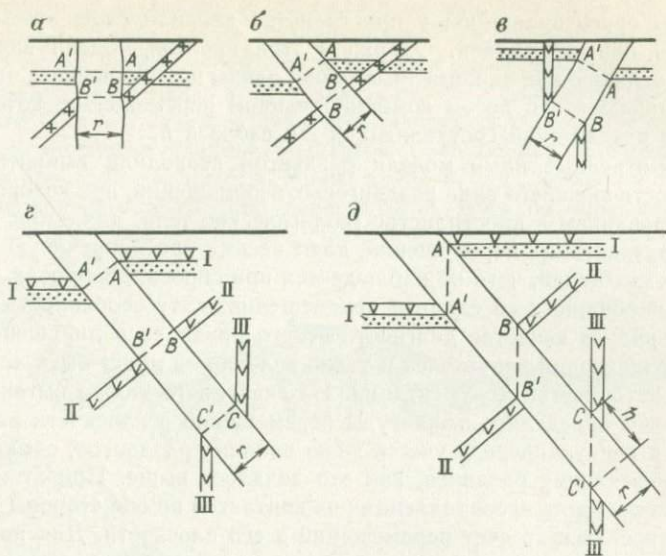


Рис. 63. Поперечные разрезы моделей раздвигов

Однако эта мысль несостоятельна потому, что не подтверждается смещением горизонтально лежащих слоев. Сомкнув (мысленно) эту полость, мы увидим, что никаких других перемещений, кроме раздвигания трещины, здесь не было.

Следующий пример (рис. 63, б) отличается от первого тем, что раздвинутая полость наклонна. Поперечные раздвигу смещения одноименных точек A и A' , B и B' у слоя и дайки создают кажущуюся картину надвигового перемещения слоя и практически не смещенной дайки, так как она оказалась почти перпендикулярной к разрыву. Сомкнув мысленно этот разрыв в перпендикулярном ему положении, мы приходим к выводу, что это раздвиг.

В третьем случае (рис. 63, в), в отличие от предыдущего, мы имеем дайку, падающую круче, чем разрыв, и в ту же сторону. На первый взгляд видна противоречивая картина, где горизонтально залегающий слой кажется надвинутым, а дайка, наоборот, сброшена. Фактически при тех же, что и выше, процедурах мы простым смыканием разрыва, перпендикулярным к его полости, приведем одноименные точки к совпадению и убедимся, что это раздвиг. Еще более противоречивую картину мы видим на рис. 63, г, где дайка и слой (I) кажутся надвинутыми, другая, ей одновозрастная дайка (II), не смещена, а третья — сброшена (III). Ложное впечатление о кажущихся перемещениях исчезает при приведенном выше анализе, где сами пунктирные следы, соединяющие одноименные точки этой модели, укажут нам на раздвиговое перемещение. Если же к нему впоследствии (или до него) прибавилось надвиговое перемещение, а сам разрыв уже имеет вид сколовой зоны дробления, то, как видно на рис. 63, д, картина видимого на разрезе смещения каждой

различно ориентированной в пространстве дайки и слоев оказывается не менее противоречивой. Однако в этой простой модели видно, что линии, соединяющие одноименные точки, равны и параллельны, что и позволяет заключить о косом комбинированном перемещении, которое состоит из раздвиговой составляющей r и взброса h .

Рассмотренные нами модели раздвигов позволили выявить новую особенность внешнего вида раздвиговых перемещений, при которой разноразно ориентированные в пространстве геологические тела, даже при наличии только раздвиговых перемещений, дают весьма противоречивую картину видимых смещений, чего не наблюдается при сбросах, взбросах, сдвигах и комбинированных со сдвигом перемещениях. Эту особенность следует иметь в виду в качестве диагностического признака в нарушениях, где вклад раздвигания значителен и такие явления не могут быть «списаны» за счет неточностей документации. Из сказанного также вытекает, что прежде чем определять амплитуды перемещений в плоскости разломов, следует в первую очередь учесть долю влияния раздвигов, сомкнув разрывы на величину раздвига, как это делалось выше. При этом станет видно, какая часть несовпадающих их контактов по обе стороны разлома будет относиться за счет перемещений в его плоскости. Для подавляющего большинства разломов мощностью в несколько метров вносить поправки на их раздвигание нет смысла, ибо они будут за пределами точности расчетов амплитуд перемещений.

Подводя итоги, можно выделить следующие основные черты раздвигов и условия для их развития.

1. Впервые появившиеся в монолитных породах раздвиги равнозначны отрывам. Однако раздвигаются и ранее образованные сколовые нарушения, которые в условиях этой деформации теперь занимают положение первородных отрывов той же ориентировки. Поэтому термин раздвиг, будучи созвучен с другим морфологическим типом нарушений (сбросом, надвигом, сдвигом и их комбинациям с первыми), отражает объемность разрывных деформаций и не может уже рассматриваться как полный синоним отрыва.

2. Благоприятными условиями для развития раздвигов является пережимаемость пластичных и хрупких пород. Подвергаясь сжатию или расплющиванию, пластичные породы служат своеобразной смазкой, позволяя хрупким и вязким породам раскалываться и раздвигаться в стороны. Зоны милонитов и глинок трения разломов входят в число таких «смазок». В результате этого возникают лестничные структуры и будинаж.

3. Разломы, поперечные или почти поперечные раздвигающимся структурам, часто занимают практически перпендикулярное положение относительно максимальных сдвигающих напряжений σ_1 , создают благоприятные условия для автономного развития блоков, заключенных между ними, и играют роль разломов-экранов для фильтрующихся гидротерм и внедряющихся магматических расплавов, видимо, также участвующих в раздвижении разрывных нарушений (расклинивая их).

4. Отмеченная автономность развития раздвигов в каждом блоке между разломами-экранами или слоями и горизонтами пластичных пород определяет не только разное число раздвигаемых нарушений и ширину их зияния, но и ведет к образованию удивительных форм даек-обрубок,

жил-обрубков и лентовидных залежей или ящичных структур, возникающих при дополнительных ограничивающих их трещинах. Такое тупое выклинивание у разломов-экранов (или слоев пластичных пород), а при продолжении за пределы этих экранов резкое ступенчатое изменение мощностей — самая яркая, отличительная черта раздвиговых структур.

5. При ощутимом влиянии раздвигов, смещающих разноориентированные в пространстве пласты, жилы, дайки и т. д., создается запутанная и неразрешимая картина перемещений, если не учитывать роли

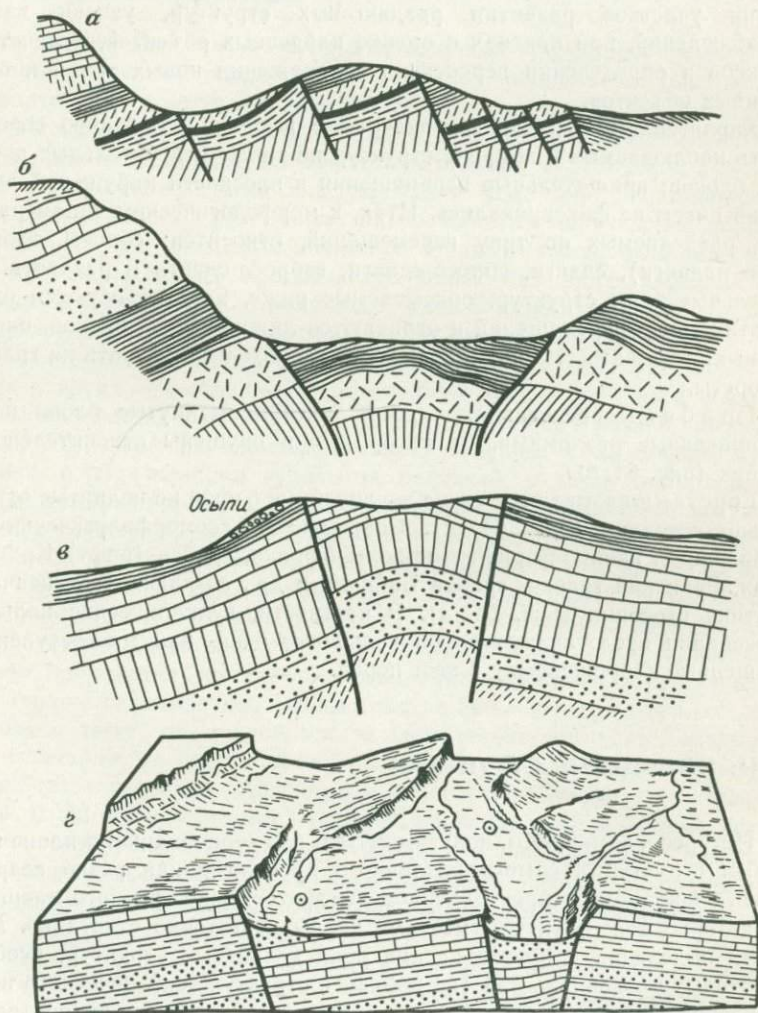


Рис. 64. Ступенчатые разломы (а), грабен (б), горст (в) и блок-диаграмма различных сочетаний этих структур (г)

раздвигов в этом процессе. После вычитания тех смещений, которые они дают, возможен дальнейший анализ перемещений блоков вдоль разломов.

6. Наиболее упорядоченной системой раздвиговых структур являются лестничные и будинаж; в остальных случаях наблюдается разобщенное, рассеянное, неупорядоченное их размещение.

Отмеченные специфические черты и особенности развития раздвигов (морфология, характер размещения, частичная или полная несопоставимость числа, состава и мощностей тел, выполняющих раздвиги и т.д.) требуют перестройки привычного мышления при геологическом картировании участков развития раздвиговых структур, увязки данных и наблюдений, при поисках и оценке найденных объектов, подсчете их запасов и определении перспектив обнаружения новых тел или более крупных объектов.

Характеристика раздвигов завершает всю существующую совокупность наблюдаемых в природе структур по типам относительных движений блоков; вращательные перемещения в плоскости нарушений достоверно никем не фиксировались. Итак, к морфологическим типам разрывов, разделяемых по типу перемещений, относятся: сбросы, взбросы (или надвиги), сдвиги, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги и раздвиги. Все остальные типы структур, описываемые ниже, характеризуются одним из этих типов перемещений и отличаются лишь формой блоков, оконтуренных разрывами. Из них прежде всего необходимо указать на грабены и горсты.

Г р а б е н ы представляют собой линейно вытянутые блоки пород, ограниченные разломами, по которым они опущены относительно соседних (рис. 64, б).

Горстами называются такие же линейные блоки, но поднятые относительно соседних (рис. 64, в). Современным геоморфологическим их выражением являются рифтовые зоны Африки, грабен (рифт) Красного моря, Рейнский грабен, грабен Байкала и др., создающие ступенчатую картину строения (рис. 64, а). В частности, вулканические кальдеры проседания представляют собой кольцевые одно- или многоступенчато опущенные (сброшенные) блоки пород.

VIII. КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Интерес к замкнутым, полузамкнутым или серповидным в плане кольцевым структурам самого различного происхождения резко возрос в связи с широким распространением аэрофотоснимков разного масштаба, на которых эти структуры местами видны достаточно отчетливо. Мощностью выделения и преувеличение роли кольцевых структур, особенно некоторых разновидностей (астроблей и структур тектонического происхождения), прежде всего ставят задачу по выявлению их отличительных признаков. Поскольку при геологической съемке это является первостепенной необходимостью для диагностики картируемых структур и в то же время программой, на что необходимо обращать внимание при изучении геологического строения районов, мы попытаемся дать по возможности

краткую сводку этих структур и их важнейших признаков. Заметим сразу, что мы не станем разбирать кольцевые или полукольцевые в плане структуры, образуемые меандрирующими реками (хотя и им некоторыми исследователями приписывается иной генезис), столовые горы с субгоризонтальными слоями или отдельные изометричные в плане горы, полупогребенные под чехлом четвертичных отложений широких долин (Чили), которые будут выглядеть на снимках как кольца или овалы.

1. Диапировые структуры

С давних пор считалось, что диапировые структуры свойственны только соленосным толщам платформенных областей и даже возник нарицательный термин — «соляная тектоника». Однако они были обнаружены и в геосинклинальных областях, краевых прогибах, авлакогенах и т. д., вне связи с соленосными отложениями.

В предложенной нами классификации (см. табл. 4) диапировые структуры отнесены к разрывным, а не складчатым нарушениям, поскольку ведущим их признаком является мощный колоколовидный чехол брекчий, окружающих протыкающее ядро. Без этого признака нет диапировой структуры. Кроме того, таким ядром может быть штот интрузива или соли, т. е. не обязательно складчатые структуры.

Диапировые структуры платформенных соленосных толщ Ю. А. Косыгин относит к экзогенным образованиям и связывает их с всплыванием соли из-за низкой ее плотности (2,25), а также с разной литостатической нагрузкой на горизонты солей, ведущей к пластическому течению с образованием купольных поднятий, а затем и протыканию вышележащих пород. По Т. А. Ошакпаеву, хрупко-пластическое течение соли (внешне хрупкое, внутренне и то, и другое) возрастает с ростом влажности и температуры, а давление (до некоторого предела) ведет к ее уменьшению. Критический порог перехода соли в пластическое состояние, по М. В. Горифункелю, составляет 5—10 МПа, а по Т. А. Ошакпаеву этот диапазон шире [18]. Некоторые считают, что рост соляных штоков происходил всегда, но с разными скоростями, и достигал за один геологический период 1000 м (иногда 200—300 м). О том, что соль не только течет, но и дробится, исключительно наглядно показывает магнитометрия, на профилях которых видны как слоистость соленосной толщи, так и разломы, разделяющие ее на неравномерно перемещенные блоки. Именно из-за разных скоростей движения соли в краевых частях куполов возникают выступающие гребни, а в центральной — надсводовые мульды и грабены. Над соляным диапиром образуются радиальные и концентрические разломы, очевидно, за счет расклинивающего действия соляного штока.

Диапировые структуры широко развиты в альпийской геосинклинальной зоне Ирана, где также имеются соленосные и гипсоносные отложения. К ним приурочены гигантские месторождения нефти и газа асмарийской группы. Установлено, что диапировые структуры с ртутной минерализацией в верхнепалеозойских соленосных отложениях Донбасского авлакогена имеют те же черты, что и платформенные. Изредка встречаются песчано-глинистые диапиры, связанные с флексуриными

складками, а также с ледниковыми дислокациями кайнозойских отложений Калининградской области (Прибалтика), где протыкаемыми породами являются неоген-четвертичные гравийные суглинки и пески.

До недавнего времени относились скептически к широкому развитию диапиров в геосинклинальных областях из-за менее резкого различия плотностей пород и их пластичности, т. е. исходили из принципов «соленосной тектоники». Теперь это является фактом, а количество изученных примеров растет. В том случае, когда диапиры возникают путем преобразования геосинклинальных складок при поперечном их изгибе, т. е. когда дальнейшее сжатие требует больших усилий (и энергии), чем возможность протыкания вышележащих пород, идет именно этот процесс преобразования складки, причем не каждая из них может перейти в диапир. Для этого важна не только степень сжатия, но и наличие среди хрупких пород горизонтов или пачек пластичных. Если же смятые отложения состоят только из пластичных пород, то они не создают диапировых структур.

Условия образования диапиров и присущие только им черты следующие.

1. Интенсивное смятие пород, особенно с виргацией пучков расходящихся складок, в которых проявлена ундуляция их осей, а в других районах развитие штамповых складчатых деформаций, переходящих в диапиризм чехла, перекрывающего фундамент, разбитый на блоки. Диапиры не возникают в период проявления брахискладчатости, но возникшие ранее испытывают оживление, новые импульсы и дробление уже не раз дробленных пород ядра диапира и его окружения.

2. Протыкающие ядра диапировых складок обычно имеют округлую или овальную в плане форму, а их ядра окаймлены зоной глыбовых брекчий с милонитами мощностью до 40—100 м, которая превышает в 5—10 раз ее мощность на крыльях, где размер обломков уменьшается и преобладают милониты. В обломках главенствуют те породы, которые расположены ближе к контакту протыкающего ядра диапира, а также более хрупкие. Сами брекчии обладают беспорядочным, хаотическим расположением, а их состав (наличие «местного» материала и отсутствие пород, привнесенных из глубоких частей разреза) не свидетельствует в пользу глубинного «нагнетания» брекчий в ядерную часть диапира.

3. Наличие пластичных (обычно глинистых, известково-глинистых, углистых и др.) пород, выполняющих роль «смазки» при проскальзывании ядра жестких пород в первый момент зарождения диапира, является обязательным условием образования такой структуры. Их положение в разрезе определяет место срыва ядра и появления брекчий. Если в одной и той же складке имеется несколько горизонтов пород, могут возникнуть многоэтажные диапиры, примером чему являются Джижикрут и Уч-Кулач (Средняя Азия). Мощность пластичных пород обычно небольшая (первые метры и десятки метров) и она достаточна для срыва и опережающего движения ядра. Для своеобразных диапиров, протыкающими ядрами которых являются остывшие интрузивы (получившие из-за этого название протрузий), «смазкой» обычно служат серпентинизированные и хлоритизированные их части (диапиры Нью-Альмадена в США, Бу-Аззер в Марокко), а также глинистые породы,

куда они внедрились, застыли, а затем были выжаты вверх (Каменный Карьер, Варгедь, Закарпатье и др.).

4. Протыкающими ядрами диапиров часто являются карбонатные отложения, интрузивы разнообразного состава, реже эффузивы или кварциты и кремнистые образования, т. е. породы жесткие, хрупкие, а не пластичные, как полагали раньше, исходя из условий соляной тектоники. Механизм «всплывания» (который кстати не учитывает силу сцепления пород между собой и их вязкость) с позиций разности плотностей не пригоден, так как карбонатные породы протыкающего ядра имеют плотность $3,0-3,1 \text{ г/см}^3$, а окружающие сланцы и другие породы не выше $2,5-2,7 \text{ г/см}^3$, и с этих позиций известняки и доломиты должны бы не «всплывать», а тонуть.

5. Характерной чертой всех диапировых структур является развитие острроверхих сжатых мелких ($1-3 \text{ м}$ высотой) складок с ломаными замками, которые развиваются только в песчано-глинистых породах «смазки» в головах диапиров.

6. В крыльях складок, преобразованных в диапиры, вблизи зон брекчий, в прослоях более жестких пород, перемежающихся с пластичными, всегда развивается будинаж, а в пластичных породах складки волочения, оси которых полого наклонены от диапира (рис. 65). Они указывают на характер относительного перемещения пород, противоположный тому, который свойствен нормальным складкам скольжения с изгибом, где положение мелких складок волочения противоположно первым.

7. Если диапиры развиваются сразу в нескольких сближенных антиклиналях (иногда с многоярусным расположением зон брекчий колоколовидной формы), то и в разделяющих их синклиналях возникают такие же зоны брекчий, часто минерализованных, как и первые. Это имеет большое принципиальное значение в оценке перспектив новых рудных залежей (в том числе многоярусных).

8. Диапиры не обязательно имеют в плане и в верхней части разреза вид куполов или брахиантиклиналей (к чему они стремятся, чтобы сократить трение с окружающими породами). Помимо них встречаются острроверхие килевидные, сундучные и другие их формы. С глубиной все они, в том числе и обманчивые на вид купола и брахискладки, быстро

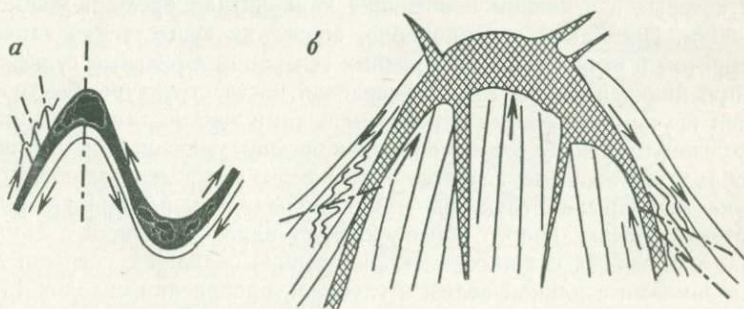


Рис. 65. Положение складок волочения в обычных складках скольжения с изгибом (а) и в диапировых структурах (б)

меняют углы падения на крутые, что не свойственно брахискладчатости.

9. Важнейшей чертой диапиров является независимость разломов и трещин, развивающихся в ядерной и внешней частях этих структур. Те и другие утыкаются в колоколовидную зону брекчий и гаснут в ней. Наличие в диапировых структурах магматических и разнообразных высоко- и низкотемпературных гидротермальных образований свидетельствует о широком интервале глубин их образования.

Следует подчеркнуть, что некоторые исследователи (В. Ф. Чернышев и др.) образование чехла брекчий над ядрами диапиров считают результатом межпластовых подвижек в складках скольжения с изгибом, что неравномерно. Из кинематической схемы (см. рис. 65) и наблюдений видно, что при образовании таких складок действительно происходит проскальзывание слоев друг относительно друга, возрастающее с увеличением степени сжатости складок; максимальное приходится на середину крыльев, убывая до нуля к их сводам. При этом проскальзывании на крыльях возникает сланцеватость, повышается трещиноватость и иногда появляются тонкие глинки трения вдоль слоев и трещин, но не возникает брекчий, тем более в замковых их частях, где эти межпластовые скольжения близки к нулю. Подробнее это рассмотрено нами ранее [18]. Поскольку диапировым структурам принадлежит весьма существенная роль в локализации как экзо- так и эндогенных месторождений (К-Na солей, боратов, серы, нефти, газа, свинцово-цинковых, молибденово-вольфрамовых, ртутных и др.), то на некоторых хорошо изученных объектах такого рода мы остановим внимание читателей.

Ярким примером развития многочисленных диапировых структур является район Аурахмат (Средняя Азия), где в бассейне р. Чаткал наблюдается серия веерообразно расходящихся линейных сжатых складок с резкой ундуляцией их осей. Одна из них приведена на рис. 66, где видно, что массивные мраморизованные известняки турнейского яруса нижнего карбона протыкают верхнетурнейские — визейские карбонатные отложения, в нижней части которых наблюдаются переслаивающиеся горизонты черных глинистых сланцев, известковистых песчаников, пористых ракушечных известняков и кремней, образующих сложную по составу и физико-механическим свойствам толщу. Она и явилась местом срыва ядерной части антиклинали — массивных известняков, за счет которых в основном и возникла карбонатная брекчия мощностью 40—60 м. Последняя неравномерно, но весьма существенно замещена флюоритом и отчасти кварцем разных генераций с редкими сульфидами свинца, цинка и меди. Пологая сводовая часть структуры быстро сменяется крутыми крыльями с резко меньшими мощностями брекчий (до нескольких метров), а размер обломков брекчии уменьшается и начинают преобладать милониты; качество и количество руд резко падает. В одном из участков крыла структуры нами наблюдалась небольшая складка волочения с осью, полого наклоненной от ядра складки, а в замковой ее части в черных сланцах — мелкие стоячие складки с острыми ломаными замками с длиной волны и глубиной проявления складок 1—2 м, затухающих вверх, а также вниз к зоне брекчий. Глубина образования этого месторождения от выявленной поверхности Земли, существовавшей до образования руд Аурахмата, по нашим данным, 3,5—4,0 км.

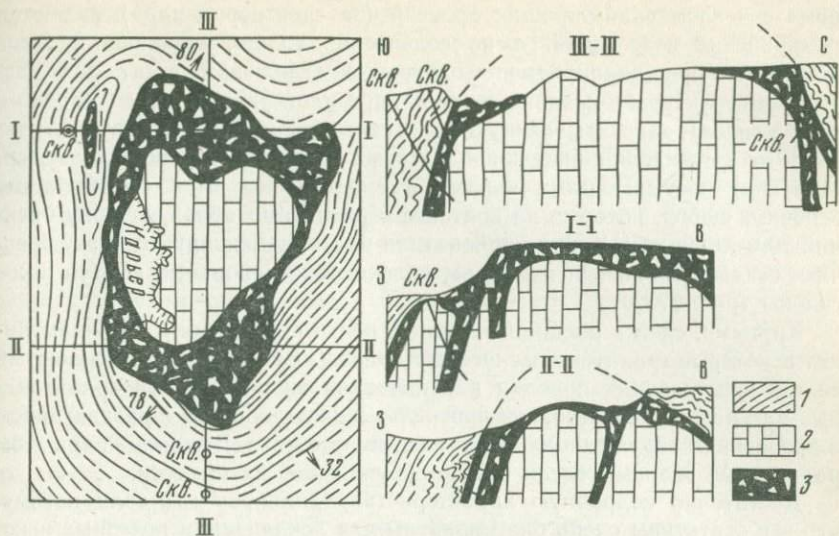


Рис. 66. Схема геологического строения флюоритового месторождения Аурахмат (Средняя Азия), по И. П. Кушнареву и В. В. Архангельской.

1 — переслаивающиеся глинистые сланцы, песчаники, кремни ракушечные и тонкоплитчатые известняки визе; 2 — массивные известняки турне; 3 — брекчия известняков и реже сланцев с включениями руды

В качестве другого примера приведем, по данным С. Галла и Г. Уормана, крупную альпийскую складку в альпийской зоне Ирана. В ее ядре установлены верхнекарбовые песчаники и переходящие в пермские известняк общей мощностью около 900 м, на которых со слабым несогласием лежат карбонатные отложения Т и J, сменяющиеся толщей переслаивающихся песчаников и граувакк мелового возраста, а еще выше лежат сантонские глинистые отложения с прослоями известняков. Общая их мощность колеблется от 620 до 912 м. Выше со слабым региональным несогласием лежат асмарийские доломитизированные и ангидритизированные олигоцен-миоценовые известняки 300—600 м мощности. Они перекрыты мощной (610—1220 м) соленосной толщей с мергелями и редкими известняками. Складка почти симметричная с падением крыльев 50—60° и пологим сводом. Она интересна в том отношении, что «протыкающим яд-

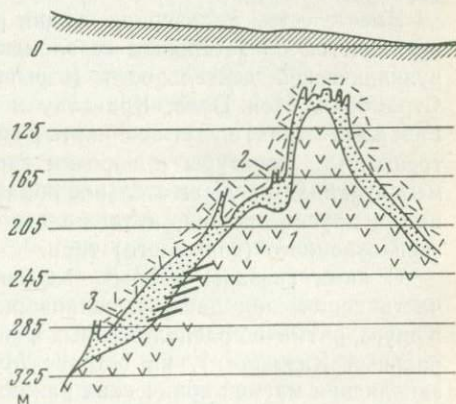


Рис. 67. Сечение рудного «панциря» месторождения Агбар (Марокко). 1 — серпентиниты; 2 — риолиты; 3 — рудная кварц-карбонатная масса

ром» с чехлом окаймляющих брекчий (за счет пород ядра) являются асмарийские известняки, а не соленосная толща, служившая здесь «смазкой» при диапиризме. Соленосные отложения гасят все разрывные структуры и создают вокруг ядра плотную преграду (кепрок из соли и гипса), запечатывающую эту гигантскую нефтяную ловушку.

В месторождении никель-кобальтовых руд Агбар (район Бу-Аззер, Марокко) протыкающими ядрами и смазкой являются серпентиниты основных пород, которые на контакте с риолитами образуют зону брекчий 30 м мощности. Кварц-карбонатная масса, цементирующая эту брекчию, создает «жильный панцирь», облегающий купольный выступ и его склоны (рис. 67).

Крутыми, слегка расширяющимися, почти округлыми в плане выглядят некоторые гранитоидные штоки Карпат (УССР). Песчано-глинистый состав окружающих пород и каолинизация внешней части гранитоидных массивов способствовали проскальзыванию их вверх с раздвиганием и дроблением окружающих пород и самих массивов. Возникшие при этом радиальные разломы гасли в зоне окружающей их брекчий.

Достаточно подробную характеристику диапиров мы дали потому, что эти структуры очень благоприятны для локализации полезных ископаемых, в том числе часто скрытых на глубине многоэтажных их залежей.

2. Другие типы кольцевых структур

Широко распространенными кольцевыми структурами являются вулканические постройки. Каждый единичный вулкан с воронкой в виде усеченного конуса в его вершинной, центральной части является кольцевой структурой. Она может быть усложнена в результате многоактной вулканической деятельности, сопровождаемой не только притоком магмы в моменты ее излияния, но и интенсивным ее оттоком, когда свод постройки проседает по возникающим при этом кольцевым разломам, образуя кальдеру.

Вместе с тем кальдерная стадия развития вулканической постройки не является обязательным ее элементом. В зависимости от характера вулканической деятельности (взрывного, эксплозионного, т. е. типа Стромболи, Мон Пеле, Кракатау и др. или относительно спокойного Гавайского типа) будут возникать разные по положению и интенсивности трещинные структуры и воронки взрыва. В энергетически сопоставимых вулканах предпочтительное образование концентрических, радиальных и других трещин, а также воронок взрыва связано с вулканами эксплозионного (взрывного) типа.

С ними связаны маары — взрывные кратеры и, видимо, большая часть конических даек, выполнивших серию как бы вложенных друг в друга, ритмично расположенных конических трещин в Кызылсае (Центральный Казахстан), на острове Мулл и других местах. Иногда до заполнения магмой конических или полукольцевых трещин дело не доходит, и тогда они представляют серповидные в плане, иногда выклинивающиеся к поверхности зоны брекчий. Таким примером является Жирикен (Забайкалье), описанный в 1971 г. К. М. Мельниковой и Ю. Судариковым. Здесь в массиве гранодиорит-порфиров закартиро-

вана серия полукольцевых — серповидных (в плане) зон брекчий, часть которых выклинивается не доходя до поверхности Земли. Мощность брекчий и размеры хаотически расположенных обломков гранодиоритов и прорываемых ими юрских эффузивов (их редких кусков) сокращается вверх, характеризуя уменьшение разрушающей силы газов. Крутизна кольцевых и серповидных (в плане) структур меняется от $15-20^\circ$ на периферии в 5—6 км от центра до 60° вблизи него. Центральную часть занимает шток кварцевых порфиров. Веер расходящихся крутопадающих радиальных трещин дополняет эту картину. Такие структуры явились местом локализации медно-молибденовых руд. Более выдержанные кольцевые структуры характерны для аналогичного месторождения Бугдая (Забайкалье).

Многократным взрывам газов обязаны кимберлитовые трубки, отчасти связанные с разломами и трещинами или их пересечениями; другие не имеют такой связи, как, например, мелкие трубки в достаточно монолитных известняках на месторождении Тересито в Чили, где обломками являются известняки, а цементом — кварц с турмалином и сульфидами железа и меди.

Своеобразной кольцевой, не выходящей на поверхность, т. е. камуфлетной взрывной структурой, является Актюс (в Киргизии), где в голове грушевидного штока граносиенит-порфиров (узкой частью направленного вниз) располагается мощная зона глыбовых брекчий метаморфических сланцев. Примеры таких структур многочисленны. Сам механизм их образования С. И. Костровицкий, Б. М. Владимиров и другие исследователи [18] представляют себе как процесс неоднократных взрывов, особенно для трубок, диаметр которых не велик по сравнению с глубиной, и предположить их образование в результате одноактного выстреливания невозможно, так как существуют ограничения, указывающие, что глубина воронки взрыва не превышает 1 или 0,7 их диаметра. Возможными способами их образования могут быть: 1) скачкообразное адиабатическое расширение и выброс газов при быстром снятии давления в системе расплав — газ и 2) выделение из газовой фазы бинарных систем, химическое взаимодействие между которыми характеризуется цепным механизмом взрыва. Вероятно, следует учитывать приток в трещины и зоны разломов взрывоопасных газов и их смесей из вмещающих (особенно нефтеобразующих) пород, взрывающихся при малейшем «запале» (от трения, электрических разрядов и других причин).

Наиболее зрелой стадией развития вулканической постройки является кальдерная, когда происходит обрушение свода при оттоке магмы после извержения. Примерами таких построек являются Монте-Сомма с Везувием в центре, Сильвертон в Колорадо (США), Узон на Камчатке, многочисленные кальдеры Галапагосских островов и т. д. Они представляют собой ступенчато опущенные блоки по кольцевым разломам, падающим обычно круто ($60-70^\circ$) к центру. На Галапагосских островах их амплитуда достигала 400—600 м, в Закарпатье не превышала 100—200 м.

Все охарактеризованные выше структуры являются эндогенными образованиями; не меньше разновидностей имеется и среди экзогенных. В их числе типичными конвергентными кольцевыми структурами являются грязевулканические, повторяющие многие общие черты вулканиче-

ских построек. Хорошим примером их служит Лок-Батан (Азербайджан), систематические наблюдения за которым показали, что в первую стадию распыления купола при извержении происходит образование крутопадающих радиальных трещин и разломов длиной до 1 км с косыми смещениями в плане на 170—180 м и 25—30 м по вертикали. Через месяц-полтора после затухания извержений стали возникать кольцевые трещины и зарождалась кальдеры. Следует заметить, что изливания лав и грязи из вулканических построек выглядят на фото как типичные овальные, кольцевые и серповидные структуры, иногда последовательно наложенные друг на друга. Впечатляющие их примеры подобраны В. Н. Павлиновым [26]. К деформационным структурам они отношения не имеют.

Среди кольцевых структур, встречающихся относительно редко (в СССР они пока не обнаружены), следует отметить округлые в плане интрузивы, внедрившиеся «купол в купол» и сопровождающиеся зоной резко повышенной трещиноватости. Примерами таких структур являются Кляймэкс (США), Садисдорф (ГДР) и другие, которые по форме напоминают колоколовидные зоны брекчий в диапирах. Подобные структуры сравнительно редки и по существу представляют собой штокверковую трещиноватость, генезис которой, по нашим представлениям, связан с камуфлетными взрывами газов, отделившихся из магмы или генерированных в них с участием боковых пород. Пространственная и генетическая их связь с массивами отчетлива. Она хорошо объясняет характер и форму этих структур.

Озерные котловины и отложения исчезнувших озер, самых различных размеров наиболее часто имеют округлую форму, видимо, вследствие гидродинамических причин (гашением волн в клинообразных углублениях берегов и заиливанием таких участков), приводящих к сглаживанию береговой линии. Первопричины образования озерных котловин разнообразны. Они могут быть результатом выпахаивающей деятельности ледников (карры, впоследствии заполненные водой), а также возникать при отступлении ледников (озера, подпруженные конечными моренами). Весьма распространены термо-карстовые озера в семиаридном климате, возникающие в результате протаивания вечной мерзлоты и сопровождающиеся просадками грунта. Деятельность ветра и подрезание волнами берегов здесь и на всех других озерах придают им округлую форму. Такие озера ежегодно увеличиваются в диаметре на 5—20 см. Затем эти водоемы могут заливаться, зарастать растительностью, но их былая форма отлично фиксируется на аэрофотоснимках. В процессе зарастания и заболачивания озер в их пределах возникает серия мелких округлых и даже концентрических колец, на которые расчленяется водоем при таком зарастании и заиливании. В аридном климате озера, появляющиеся временами, создают при высыхании такыры, имеющие также овальные или округлые очертания, а изменения уровня этих временных водоемов фиксируются отложениями в виде серии вложенных колец или овалов. То же самое наблюдается и в котловинах выдувания — вадах.

В озерных котловинах, подобных Онежскому озеру, Аральскому морю, а в прошлом эпиконтинентальным морям, осадки разной мощности (часто фокусирующиеся в глубоководных частях) и с разной усадкой

этих отложений вследствие уплотнения создадут очень крупные кольцевые структуры, иногда с серией вложенных колец. Возможно, их отражение мы и видим на аэрофотоснимках.

Карстовые воронки в известняках, доломитах, гипсах, соленосных отложениях и провалы над ними создают округлые в плане структуры, часть которых также могут занимать водоемы, например «Голубые озера» Кабардино-Балкарии в бассейне р. Черек (Северный Кавказ). Вынос подземным стоком мелкозема из рыхлых песчано-глинистых отложений ведет к образованию суффозионных котловин.

Оползни создают серию овальных или серповидных полукольцевых структур, а на их верхних вытянутых площадках, особенно в ротационных оползнях (т. е. глыб, сползающих с поворотом и создающих наклон, обратный склону, с которого они сползли), образуются болота и озера различного размера (более 1—1,5 км, например, в Ферганском хр в Средней Азии). Иногда оползни развиты на террасах, где образуют округлые в плане контуры, как, например, оползень в Кринсборо, Флорида (США) где диаметр такой воронки около 275 м, а глубина 14 м.

Из мелких положительных кольцевых, овальных или полукольцевых структур следует упомянуть бараньи лбы на скальных породах и камы холмы из обломочного материала, созданные ледниковой деятельностью, дюны и барханы, образованные ветром с такими же западинами между ними.

Крупными кольцевыми экзогенными структурами являются рифовые постройки — атоллы, достигающие 100 км в диаметре, узкие округлые рифовые сооружения, окаймляющие лагуны, косы у побережий, иногда имеющие серповидные контуры и т. д. Неоднородности, ими созданные, могли явиться причиной возникновения на их основе брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур. Последние, конечно, могли быть и независимыми — чисто тектоническими эндогенными образованиями. Эндогенные кольцевые и полукольцевые структуры современные и созданные в прошлом имели больше шансов сохраниться потому, что большая их часть возникла на глубине, чем экзогенные приповерхностные, не всегда во время захороненные и часто уничтожаемые эрозией, как, например, столовые возвышенности — педименты и т. д., хотя часть экзогенных структур (карст и др.) прослеживается (и образуется) на значительные глубины.

Особую группу кольцевых структур, независимую от развития самой Земли, представляют космогенные метеоритные кратеры. Они имеют блюдцеобразную, реже чашечкообразную округлую или овальную в плане форму и самые различные размеры. Наиболее изучен Аризонский метеоритно-ударный кратер каньона Дьявола с диаметром воронки 1300 м и глубиной брекчированных пород 300 м. На расстоянии нескольких километров он окружен выброшенными при взрыве обломками, среди которых содержатся кусочки метеоритного железа. Масса метеорита оценивается по ним приблизительно в 12—15 тыс. т. Вал, возвышающийся над равниной вокруг кратера, достигает 75 м и сложен несортированными угловатыми обломками и глыбами до 30 м в поперечнике, залегающими на горизонтальном срезе пластов, заданных кверху и иногда опрокинутых в сторону от кратера. Они раз-

биты различными системами трещин, в том числе радиальными. Региональная система трещин влияет на конфигурацию кратера.

Метеоритные кратеры (импактные структуры), как отмечает Э. Спенсер [35], возникают, когда масса метеорита превышает 10 т, а скорость падения от 5 до 60 км/с.

Брекчии, образованные ударной волной, похожи на другие разновидности катакластических брекчий, но местами содержат осколки оплавленного стекла, высокотемпературные разности кремнезема (стишовит, коэсит, лешательерит). Следует отметить, что коэсит не раз отмечался в вулканических породах, а лешательерит (аморфное стекло) образуется как в метеоритных кратерах, так и путем плавления кварцевого песка при ударах молний. В ряде минералов импактитовых (взрывных) брекчий — кварце, биотите и др. появляются дефекты кристаллической решетки и возникают разупорядоченные полевые шпаты и амфиболы. В них же и других минералах появляются кинкбанды (изломы) и планарные структуры — сеть мелких параллельных трещин, а иногда возникают ребристые конические трещины с осями конусов, располагающихся перпендикулярно к фронту ударной волны, и ребристостью, расходящейся от их вершин. Системы трещин в породах варьируют от сложных переплетений до комбинаций радиальных и концентрических. На Земле установлено около 100 относительно крупных метеоритных кратеров, и только для 20 выявлены четкие доказательства такого их происхождения. Среди них следует упомянуть кратер Тунгусского метеорита, Дипбей (Канада) с диаметром 13,5 км и глубиной 340 м, Нордлингенрисс (ФРГ) с периметром эллипсоида 24×21 км и глубиной 61 м, 122 мелких кратера, распавшегося в Сихотэ-Алине (1947 г.) метеорита, где поперечники эллипсоидальных воронок варьируют от первых метров до 37 м и максимальной глубиной до 6 м. Надо сказать, что число этих структур преувеличено, а доказательства об их импактном (взрывном) происхождении некорректны. Так, например, наличие коэсита, лешательерита и стишовита приверженцами метеоритного происхождения очень большого числа структур представляется как достаточное обоснование, в то время как два первых минерала много раз отмечались в типичных вулканических образованиях. Известно, что развиваемые при вулканических взрывах давления достаточны для создания указанных минералов и импактных структур. Кстати последние не требуют очень высоких давлений (см. раздел «Микроструктурный анализ»). Не могут при образовании этих кратеров возникнуть в доли секунды стратифицированные эффузивные толщи пород, а также слоистые обломочные отложения, что является спецификой вулканических образований и т. д.

Из всего сказанного видно, что кольцевые структуры весьма разнообразны, многочисленны и могут быть сведены в три класса — эндогенных, экзогенных и космогенных структур, которые делятся на подклассы и видны в зависимости от природы и процессов, ведущих к их образованию. Поэтому дешифрируя аэрофотоснимки, нельзя их автоматически включать в систему тектонических структур, не разобравшись в происхождении. Часть таких структур является ложными, «мерцательными» структурами, о чем мы рассказываем в разделе, касающемся дешифрирования аэрофотоснимков.

XI. АНАЛИЗ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

В зависимости от характера сочетаний разлома и смещаемого пласта (жилы, другого разлома и т. д.), а также расположения линии их пересечения в плоскости этого нарушения отчетливо выделяются два принципиально различных класса (А и Б) таких сочетаний (рис. 68 и табл. 5.) В классе А все варианты соотношений перечисленных выше элементов структуры четко фиксируют видимые в обнажениях перемещения пластов. От того, как располагается в плоскости разлома линия его пересечения (скрещения) с пластом — горизонтально, наклонно или вертикально, выделяются группы, а в зависимости от того, находится ли линия скрещения висячем блоке разлома, выше или ниже такой же линии в его лежащем блоке, выделяются подгруппы, каждая из которых обладает вполне определенным набором возможных и невозможных типов перемещений, облегчая решение задачи. Даже из беглого обзора табл. 5 отчетливо видно, что для определения амплитуд недостающим элементом является лишь знание линии перемещения висячего бока разлома относительно лежащего. Отрезок этой линии, лежащей в плоскости разлома между следами пересечения разлома с висячими (или только лежащими) контактами одного и того же пласта, в обоих боках разлома будет представлять собой наклонную амплитуду перемещения.

Иное положение складывается для класса Б, где сочетание тех же элементов структуры не позволяет обнаружить перемещений контактов пластов в обнажениях, хотя наличие тектонической зоны с глинками трения, брекчиями и милонитами не дают никаких сомнений, что это разлом. Так, в четвертой группе класса Б — разлом послойный и число вероятных перемещений бесконечно, а в пятой группе, где разлом косо сечет пласт, но не создает перемещений его контактов, возможны только два диаметрально противоположных направления перемещения пласта, точно совпадающие с линией пересечения пласта и разлома. Из сказанного вытекает второе принципиальное отличие классов А и Б, которое состоит в том, что зная положение линии относительного перемещения блоков по разлому для всех сочетаний в классе А могут быть определены тип перемещения и его амплитуда, а для класса Б тип перемещения и то только при условии, что определено и направление перемещения по этой линии. Амплитуда может быть определена в нем лишь при наличии особых, дополнительных данных, о чем будет сказано ниже.

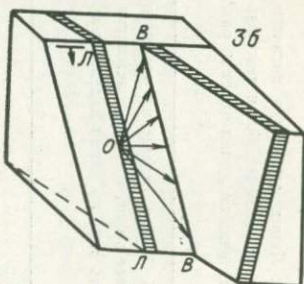
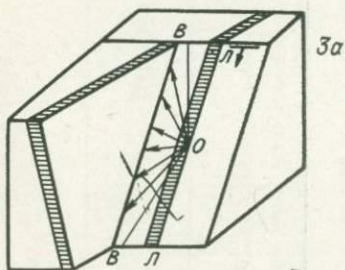
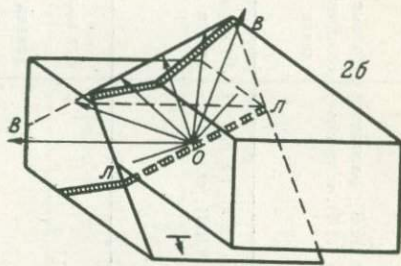
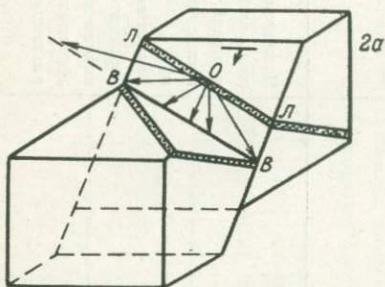
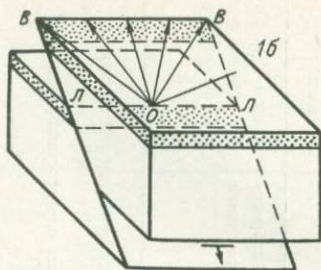
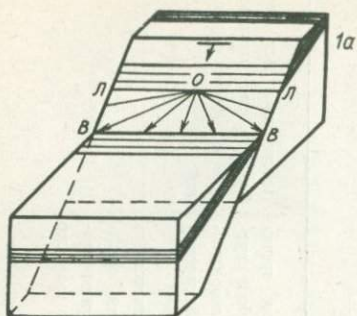
Из рис. 68 ясно, что даже блок-диаграммы (а не только разрезы) не всегда позволяют говорить об истинном типе перемещений и тем более об его амплитуде в случае пересечения разломом моноклинально или горизонтально залегающей пачки пород. Это мы подчеркиваем потому, что весьма распространено примитивное, неверное представление о том, что в разрезе или обнажении подобные соотношения пород позволяют видеть тип перемещений и замерить ее амплитуду.

Таким образом, поиск линии перемещения висячего блока (условно принимаемого за подвижный) относительно лежащего, является главной заботой геолога для решения вопроса о типе и амплитуде перемеще-

Систематика разломов по положению линии скрещения разломов и контактов геологических тел (см. рис. 68)

Класс	Группа	Подгруппа	Комбинации	
			возможные	невозможные
А — разломы смещают контакты геологических тел	1. Линия скрещения совпадает с простиранием разлома, т. е. горизонтальна	1.а. Линия скрещения висячего бока (ВВ) гипсометрически ниже линии скрещения лежащего бока (ЛЛ)	Сбросы, сбросо-сдвиги	Сдвиги, надвиги и взбросо-сдвиги
		1.б. Линия скрещения висячего бока (ВВ) расположена гипсометрически выше линии скрещения лежащего бока (ЛЛ)	Надвиги (взбросы) и взбросо-сдвиги	Сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги
	2. Линия скрещения расположена к простиранию разлома под углом больше 0° , но меньше 90°	2.а. Линия скрещения висячего бока (ВВ) расположена гипсометрически ниже такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (считая по падению разлома)	Сдвиги, сбросы, сбросо-сдвиги	Надвиги (взбросы) и взбросо-сдвиги
		2.б. Линия скрещения висячего бока (ВВ) расположена гипсометрически выше такой же линии (ЛЛ) лежащего бока (считая по падению разлома)	Сдвиги, надвиги (или взбросы) и взбросо-сдвиги	Сбросы и сбросо-сдвиги
	3. Линия скрещения совпадает с линией падения разлома	3.а. Линия скрещения висячего бока (ВВ) находится правее такой же линии лежащего бока (ЛЛ), если смотреть вниз по линии падения разлома	Правые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги	Надвиги, (или взбросы), левые сбросы и взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги
		3.б. Линия скрещения висячего бока (ВВ) находится левее такой же линии лежащего бока (ЛЛ), если смотреть вниз по линии падения разлома	Левые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги	Надвиги (или взбросы), сбросы и правые взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги
Б разломы не дают видимых смещений контактов геологических тел	4. Плоскость разлома параллельна слоям. Линии скрещения нет. Линия скольжения может занимать любое положение		Все комбинации перемещений возможны Задача не имеет определенного решения	
	5. Плоскость разлома сечет контакты тел, но не смещает их. Линии скрещения висячего и лежащего боков разлома совпадают		Возможны два противоположных типа перемещений, совпадающих с линией скрещения Задача не решается без дополнительных сведений по смещению аналогичных тел этим же разломом	Невозможны все комбинации не совпадающие с линией скрещения

П о д г р у п п ы



Г р у п п ы

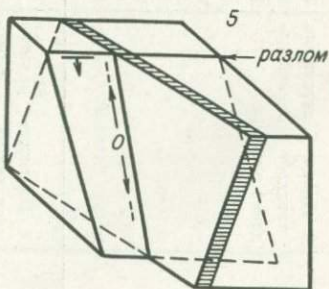
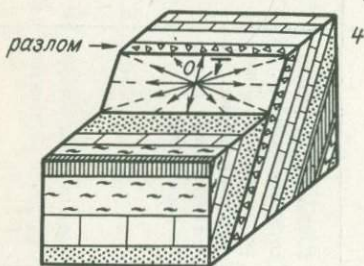


Рис. 68. Сочетание разломов и контактов геологических тел (см. табл. 5)

ния как в простых случаях (при однократных смещениях), так, особенно, и при их многократности.

Наиболее простым вариантом является изучение и измерение элементов залегания зеркал, борозд скольжения и направлений ступенчатых задиров (для определения, куда легче скользит рука, заменяющая здесь тектонический блок), а также треугольников выкрашивания (оставленных истирающими зернами), острие которых направлено в сторону движения прилегающего блока (рис. 69). Иногда используют мелкую волнистость поверхности разрыва. По наблюдениям А. А. Белицкого линия движения блоков перпендикулярна волнистости. Это подтверждает и микроструктурный анализ аналогичной волнистой тектонической поверхности известняков на другом объекте (рудопоявлении Чакурак, Средняя Азия), где нами было установлено, что ось *B*-тектонита совпадает с простираем волнистости, указывая на вращение зерен и их оптических осей вокруг оси *B* при смещении блоков поперек волнистости плоскости разлома.

Нередки случаи, когда штрихи и борозды на плоскости одного и того же разлома имеют множество различных направлений, и решить, какому из них обязано наибольшее перемещение, весьма трудно. Здесь также может оказать услугу микроструктурный анализ, выявив запечатленную в породе главную деформацию и положение линии, вдоль которой в ту или другую ее сторону могли происходить смещения блоков. Если и микроструктурный анализ не выявит четкой ориентировки, то такую сложную многократную деформацию надо расчленять на последовательные этапы (или стадии) перемещений другими путями (о чем скажем ниже).

Другой задачей является определение возраста борозд и штрихов скольжения. Так, например, если удастся заметить припаянность жил разного состава и разного относительного возраста к зеркалам и бороздам на дайках или более ранних жилах, то такие наблюдения позволят выявить время их появления и если к тому же они и разноориентированны, то и кинематику перемещений в направлении их борозд и штрихов в период минерализации. Подобные и предположительные варианты могут быть самыми различными и их невозможно перечислить или предсказать; сама природа и наблюдательность вдумчивого исследователя подскажут их. Здесь мы лишь хотим подчеркнуть принципиальную важность знания возраста не только этих элементов, но и трещин, оперяющих разломы и возникающих в связи со скольжением по ним блоков пород. Эти трещины и зоны дробления также могут быть использованы для установления приблизительного направления перемещений

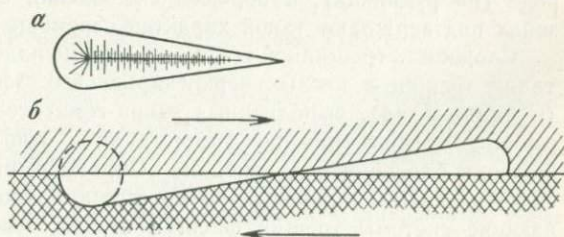


Рис. 69. Треугольники выкрашивания

a — в плане, *b* — в разрезе

по разлому. Для этого надо знать, что они присущи только полосе, прилегающей к разлому, а не являются регионально распространенными системами, генетически и пространственно не связанными с данным разломом. Если оперяющие трещины относятся к трещинам отрыва, то острый двугранный угол, образованный ими и плоскостью разлома, укажет направление перемещения того блока, в котором они находятся.

По сколовым оперяющим трещинам такие определения не надежны, поскольку их взаимное положение и двугранный угол между ними и разломом будут определяться вязкостью или хрупкостью материала, а направления движения блоков — типом деформаций (осевое сжатие, действие пары сил, сплющивание и т. д.). Так, например, деформация хрупкого материала приводит к образованию острого угла (около 30°) между действующей силой сжатия и сколовыми трещинами, а при деформации пластичного материала и его сплющивании возникнут тупые углы между ними. Строго говоря, без знания этого и без доказательства кинематики процесса нельзя говорить о направлении перемещения блоков. Как определяется по сопряженным сколовым трещинам положение осей деформаций, показано в разделе X.3. Что касается перемещения, то оно должно быть перпендикулярно линии пересечения двух плоскостей — разлома и оперяющих его трещин скальвания. Эту линию можно определить с помощью веерной линейки, о чем говорилось раньше, а также, менее точно, с помощью сетки Вульфа как линию, соединяющую центр сетки и точку пересечения дуг, отражающих положение трещин и разлома. Перпендикуляр к этой линии легко найти, отсчитав от точки пересечения указанных дуг 90° по дуге, отражающей разлом (так как линия скольжения обязана лежать в плоскости разлома), и соединив новую точку с центром. Очень подробно это изложено на с. 151 в книге И. П. Кушнарева [18]. Эта же задача может быть решена и графически по тому принципу, как решаются задачи по определению амплитуд перемещений (о чем говорится ниже).

Следует заметить, что если оперяющие разлом трещины скола пологие, а отрыва — крутые и обе системы параллельны его простиранию, то такое их сочетание указывает на сбросовый характер движений по разлому (рис. 70). Если при тех же простираниях крутыми окажутся сколовые, а пологими оперяющие трещины отрыва, то это будет свидетельствовать о взбросовых перемещениях по разлому (рис. 70, б). Очевидно, что при сбросо-сдвиговых или взбросо-сдвиговых перемещениях следы пересечения (скрещения) разлома с оперяющими его трещинами отрыва и скола должны быть наклонными, а простирания каждой из систем различаться между собой. Эти соотношения наблюдаются в природе (на рудниках), а борозды скольжения с задирами на сколовых зонах подтверждают такой характер перемещений блоков.

Сложность трещинной тектоники хорошо иллюстрирует наша документация трещин в кислых верхнекарбонатных эффузивах Кан-и-Мансура (Средняя Азия), выполненных кварц-гематитовым материалом, фиксирующим предшествующие деформации и относительные смещения небольших блоков пород (рис. 71). Обращает на себя внимание то, что здесь развиты одинаковые по пространственному положению крутопадающие системы трещин скола и отрыва северо-западного и северо-

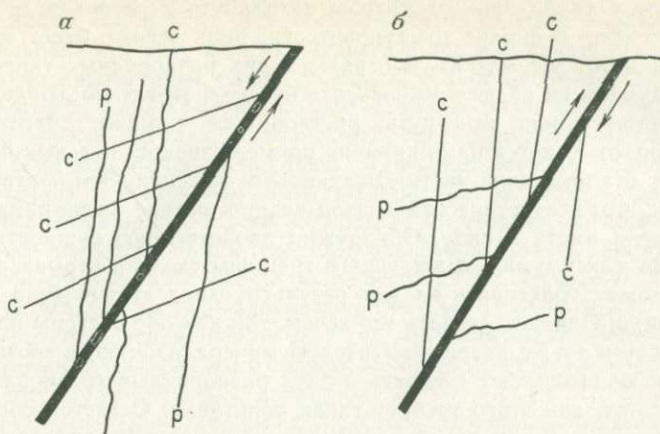


Рис. 70. Соотношение между трещинами скалывания (с) и отрыва (р) и направлением перемещения блоков при сбросовых (а) и взбросовых (б) перемещениях блоков

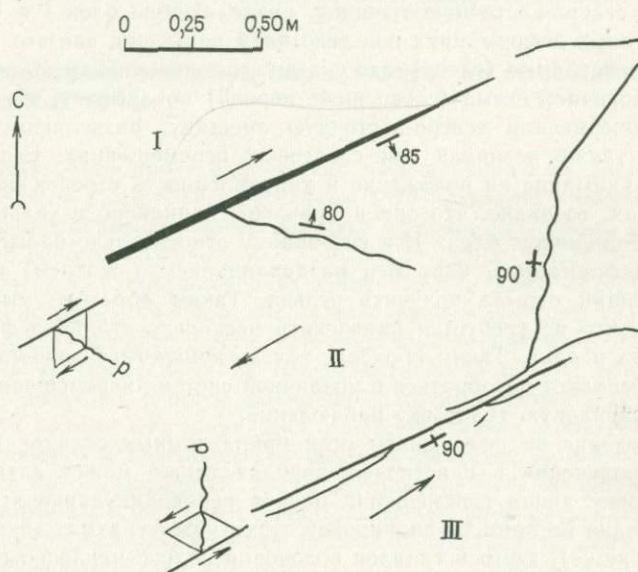


Рис. 71. Особенности развития трещинных структур

восточного простирания (почти меридиональные), оперяющие северо-восточные более протяженные сколовые трещины. Естественно, что хотя эти оперяющие трещины разнотипные, они, тем не менее, попадут в одни и те же поля диаграммы (т. е. максимумы). Подобная опасность существует всегда при не очень внимательном отношении к морфологии, сочетаниям трещин и их минерализации. В то же время не так часто

встречаются такие примеры, чтобы натолкнуть исследователя на прирочивый сбор и анализ трещиноватости. Если все же будет замечено, что один и тот же максимум отражает два разнородных типа трещин и мы вздумаем их раздельно показать на диаграммах, то любая из этих двух систем может исчезнуть, раствориться в массе других. Такое положение отмечается нами ниже на примере трещин краевых надвигов, развитых в апикальной части Джидинского массива. Это подтверждает тот тезис, что статистический подход ведет к потере информации, и это надо всегда иметь в виду. Обнаружив двойственную сущность одного и того же максимума, отражающего трещины скола и отрыва, исследователь может трактовать их как результат двух этапов (или стадий) деформаций. Однако доказать это нечем, так как обе системы на рис. 68 имеют одну и ту же кварц-гематитовую минерализацию, а соотношения их также не позволяют говорить о двух разнородных (разноплановых) деформациях, как этого требует такая трактовка. Остается обратиться к индивидуальному (а не статистическому) рассмотрению соотношений сколовых северо-восточных трещин, разделяющих породы на три блока, и отчетливо сопряженных с ними трещин отрыва, применив тот же подход к анализу, который иллюстрирует рис. 70 и сопровождающий его текст. На рис. 71 видно, что образоваться трещина отрыва, оперяющая сколовую северо-восточную трещину, разделяющую блок I и II, могла при сдвиговых деформациях под действием пары сил, как это показано на параллелограмме (слева), где указано и положение трещины отрыва (p). Аналогичная схема (слева ниже первой) показывает, что трещина отрыва, оперяющая северо-восточную трещину, разделяющую блоки II и III, также возникла при сдвиговых перемещениях. Если теперь обратить внимание на положение и направленность стрелок на указанных схемах, то видно, что они направлены одинаково и указывают на сдвиговое смещение блока II к юго-западу относительно блоков I и III. Другой деформацией, например раздавливанием (сжатием) блока II, таких трещин отрыва получить нельзя. Таким образом, мы пришли к выводу, что не требуется привлекать несколько стадий деформаций, достаточна и одна. Таким образом, только конкретный кинематический анализ позволяет разобраться в мозаичной системе перемещений блоков и дать правильную трактовку наблюдений.

Наблюдение за положением осей приразломных складок и мелких складок волочения в пластичных породах также может дать грубую ориентировку линии перемещения блоков перпендикулярно этим осям, как это видно на примере диапировой структуры Аурахмат (охарактеризованной ниже), где оси складок волочения полого наклонены от ядра, показывая, что последнее двигалось вверх относительно крыльев этой структуры. Направление перемещений указывают и завороты слоев в противоположную сторону движения блоков по разлому.

Все перечисленные выше методы определения линии скольжения не всегда позволяют определить относительное перемещение и особенно его амплитуду, если не выяснено положение какого-либо характерного горизонта (или пачки пород), расположенного в обоих блоках нарушения.

Наиболее надежно определяются линия перемещения и его амплитуда по характерным (неповторимым) точкам, которые до смещения

являлись единой точкой (как бы раздвоенной разломом). Такие точки представляют собой след пересечения трех плоскостей — разлома (как обязательного элемента во всех задачах) и крыльев складки, где имеется какой-либо характерный слой или пачка, точнее висячие и лежачие их бока, которые наблюдаются по обе стороны разлома, и графически, продлив крылья складок, можно найти, где пересекутся разлом и указанные бока этих пачек (или слоев). В висячем боку мы найдем первую такую точку, а в лежачем — ее двойник. То же самое могут дать дайки или жилы одного и того же состава и возраста, когда их смещенные части имеются по обе стороны разлома. Однако для каждой из разностей даек и жил следы их пересечений с разломом и расчеты амплитуд следует вести раздельно, ибо они могут отличаться, фиксируя неоднократность перемещений. Для тех же целей может быть использован крупный флексурный изгиб пород (колена), если он хорошо выражен и его нельзя спутать с другими.

При определении амплитуд простых перемещений имеются два варианта, предлагаемых нам природой, отличающихся некоторыми особенностями решений: а) по смещению характерных, единственных, неповторяющихся точек, возникших при пересечении геологических тел дизъюнктивом, и б) по перемещению контактов одного или серии параллельных геологических тел при известной линии скольжения.

1. Определение амплитуд перемещений по смещению характерных точек

Допустим, что при геологических исследованиях выявлен ряд жил с однородным минеральным составом (что позволяет считать их одновозрастными образованиями), которые смещены разломом, а их части видны по обе его стороны.

Несмотря на сходство средних элементов залегания жил 1—3, вполне правомерны сомнения в том, все ли названные жилы (рис. 72) представляют собой смещенные части, или некоторые из них являются частями жил, еще не выявленных на поверхности из-за плохой обнаженности участка. Очевидно, решить это можно, рассчитав амплитуды перемещений, беря разные сочетания жил, дающих единые характерные точки, расположенные в плоскости секущего их разлома. При сходстве этих амплитуд вопрос решается в пользу правильности изображенной на рис. 72 картины; если же эти амплитуды будут резко расходиться, потребуется постановка ревизионных работ для детализации карт и поисков необнаруженных частей этих жил.

На рис. 72 сплошными линиями показаны выходы трех не параллельных жил (жила 1 — угол падения СВ 60° , меридиональная жила 2 с падением на запад 60° и жила 3, падающая на юг под углом 75°) и секущего их широтного разрыва. Плоскости этих жил, рассекаясь разломом, образуют линии скрещения или следы пересечения с ним, а будучи графически продолжены дадут характерные точки, по которым и можно будет рассчитать амплитуды перемещений висячего бока разлома относительно лежачего.

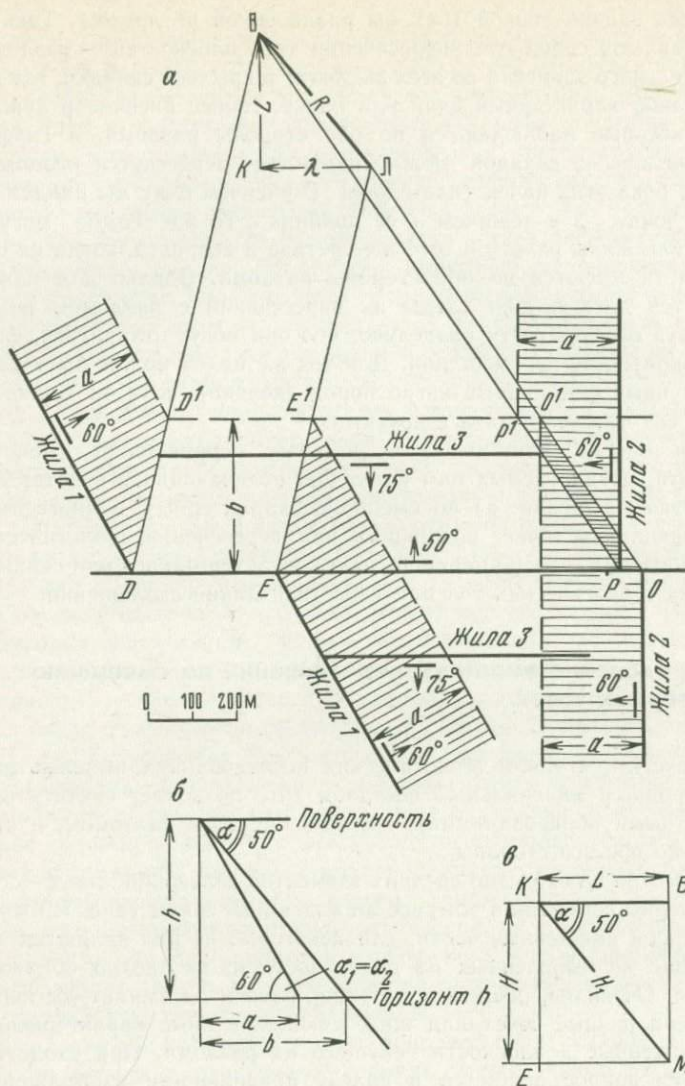


Рис. 72. Определение положения линии скольжения и амплитуды смещения жил 1 и 2 по разлому.

a — план; *б* — совмещенные разрезы разлома и жил; *в* — разрез вкrest простирання разлома

Так как жил три, то в южном (лежачем) и северном (висячем) блоках таких линий будет по три в соответствии с числом сочетания жил (из трех по две) — жил 1 и 2, жил 1 и 3 и, наконец, жил 2 и 3.

Если бы не было перемещений в плоскости разрыва, то линии скрещения отмеченных жил совпадали бы по обе стороны дизъюнктива. Места

пересечения этих линий разрывом выражались бы в виде трех точек, названных нами характерными точками. Но поскольку по дизъюнктиву имели место перемещения, каждая из этих точек как бы «раздвоилась» (образовались три пары характерных точек). Линии, соединяющие эти раздвоившиеся точки, указывают нам направление и амплитуду перемещения в плоскости разрыва. Так как мы имеем три пары характерных точек, а для решения настоящей задачи достаточно одной пары, то можно не только получить сбросовую и сдвиговую составляющие но и дважды проверить их и, наконец, вычислить их средние значения.

Рассмотрим первый вариант — сочетание разрыва и жил 1 и 2 (см. рис. 72). Для этого построим положение разрыва и жил на новом (нижнем) произвольном горизонте с глубиной, равной h . Очевидно, что и дизъюнктив, и жилы сместятся параллельно самим себе на некоторые расстояния по направлению падения. Для нахождения этих расстояний необходимо сделать небольшой дополнительный чертеж (рис 72, б), на котором изображаются истинные углы падения жил (у обеих он равен 60°) и разрыва (50°).

Отсекая от поверхности горизонт, равный h , на нижнем горизонте мы получим расстояния a и b , на которые сместятся параллельно самим себе жилы (отрезок a) и дизъюнктив (отрезок b). В структурной геологии они именуется заложениями. Последние можно определить и по номограмме (см. прилож. 5), так как это было описано раньше

Построив, как указано на рис. 72, а, положение жил и разрыва на горизонте h , мы тем самым совместим планы поверхности (черные сплошные линии) и горизонта h (пунктирные линии). На этом плане виден ряд общих одноименных точек, соответствующих местам, в которых дизъюнктив пересекает жилы, расположенные в егоисячем и лежачем боках. Для жилы 1 исячего бока дизъюнктива такими точками будут D и D^1 ; для жилы 2 — P и P^1 , соответственно для лежачего бока нарушения и жил 1 и 2 это будут точки E и E^1 и O и O^1 . Соединив прямыми линиями одноименные точки (D и D^1 ; P и P^1 и т. д.), мы получим следы пересечений смещенных частей жил и разрыва или, как нередко говорят, линии скрещений жил и дизъюнктива. В том, что эти линии действительно являются геометрическим местом точек таких пересечений, читатель может убедиться путем сокращения или увеличения высоты горизонта h в 2—3 раза и более, что вызовет такое же сокращение или увеличение отрезков a и b . Очевидно, что линии скрещений разрыва и жил могут быть продолжены в обе стороны от отмеченных характерных точек. Поскольку эти линии для жил 1 и 2 не параллельны, они пересекутся. Очевидно, в точке их пересечения пересекутся три поверхности дизъюнктива и жил 1 и 2 . Линии скрещения жил и разлома без дополнительных построений могут быть получены с помощью веерной линейки без вычисления проложений, зная углы падения жил разлома и угла β между простираньями разлома и каждой из жил.

При построении следует строго соблюдать два условия.

1. Находя точки пересечения линий скрещения жил и разрыва, следует строго различать, какие из них относятся кисячему, какие к лежачему бокам разрыва, т. е. искать пересечения этих линий следует отдельно

для жил, расположенных в висячем (точка В) и лежачем (точка Л) боках разрыва.

2. Вести построения линий скрещения жил и разрыва либо для висячих, либо для лежачих боков, чтобы исключить влияние их мощностей на величину амплитуды.

Точки В и Л характерны тем, что до смещения жил разрывом они совпадали. Следовательно, только они и могут надежно показать, насколько переместились блоки один относительно другого и в каком направлении. Очевидно, таким направлением будет линия $ЛВ=R$, соединяющая эти точки (т. е. линия скольжения)*.

Таким образом, отрезок $ЛВ=R$ будет представлять собой проекцию истинной амплитуды перемещения блоков на горизонтальную плоскость (т. е. выбранную нами плоскость проекций). Точка В («характерная точка») является местом пересечения трех плоскостей, т. е. дизъюнктива и жил 1 и 2, расположенных в висячем боку нарушения, она смещена относительно такой же точки Л лежачего бока вниз и к западу по падению плоскости нарушения. Следовательно, это нарушение является сбрососдвигом. Из сказанного также следует, что стрелка вектора, указывающая направление перемещения блоков, всегда должна быть направлена от Л к В, т. е. к точке, характеризующей относительное перемещение висячего бока дизъюнктива.

Зная масштаб плана, легко найти числовые значения сбросовой и сдвиговой составляющих этого перемещения. Для этого прежде всего следует по правилу сложения и вычитания векторов (правилу параллелограмма) разложить вектор R на сдвиговую, т. е. горизонтальную, составляющую λ , параллельную простиранию нарушения и сбросовую составляющую L (ширину сброса), перпендикулярную к простиранию разрыва. Так как λ — это горизонтальная линия, на горизонтальную плоскость она будет проектироваться истинной величиной. Таким образом, отрезок λ можно перевести в числовую величину: $\lambda=255$ м.

Зная ширину сброса $L=300$ м (см. рис. 72, а), являющуюся проекцией на горизонтальную плоскость истинной амплитуды перемещения H_1 , и истинное падение плоскости нарушения $\alpha=50^\circ$, мы можем найти H_1 , сделав лишь небольшие построения (см. разрез, рис. 72, в). На нем изображаем истинное падение плоскости разрыва и от точки K откладываем по горизонтальной линии расстояние, равное ширине сброса $KB=L=300$ м, а затем опускаем перпендикуляр из точки В до пересечения с разломом, как это видно на рис. 72, в, и получим на линии нарушения отрезок $KM=H_1=570$ м, т. е. истинную наклонную амплитуду сброса. Спроектировав точку M на вертикальную линию, получим точку E и отрезок $KE=H=360$ м, т. е. вертикальную амплитуду сброса. Направление проекции линии скольжения (ЛВ) на горизонтальную плоскость берем с плана (см. рис. 72, а). Азимут этой линии равен $310^\circ 30'$.

* Опыт показывает, что подавляющее большинство перемещений относится к перемещениям прямолинейным, без сколько-нибудь заметного (более $5-6^\circ$) вращения блоков, т. е. здесь и везде речь идет о так называемых поступательных дизъюнктивах.

Таким образом, задача по определению характера перемещения и числовых значений его элементов — λ , H , H_1 , L , а также азимута, по которому смещался всякий бок дизъюнктива ($ЛВ=R$), решена

С целью проверки полученных данных разберем пример соотношения этого же дизъюнктива с жилами 1 и 3. Так как жила 3 параллельна разрыву, в этом случае потребуются несколько иные графические построения, к рассмотрению которых мы и перейдем.

Поскольку жила 2 не участвует в этих расчетах, мы уберем ее с плана (рис. 73, а). В рассматриваемом случае нельзя брать произвольную глубину горизонта h ; она будет вполне определенной — той, на которой разлом пересекает жилу 3. Для того чтобы найти h , строим разрез перпендикулярный к разлому (к жиле 3), поскольку они параллельны. На разрезе (рис. 73, б) определяются: глубина горизонта h , горизонтальные заложения разлома b и жилы c .

На этом разрезе видно, что в всячем боку $b+c=OC$, т. е. расстоянию между жилой 3 и разломом. На рис. 73, а показываем пунктирной линией след их пересечения. В лежащем боку разлома аналогичный след отступит к северу от жилы 3 на ту же величину c (т. е. величину ее

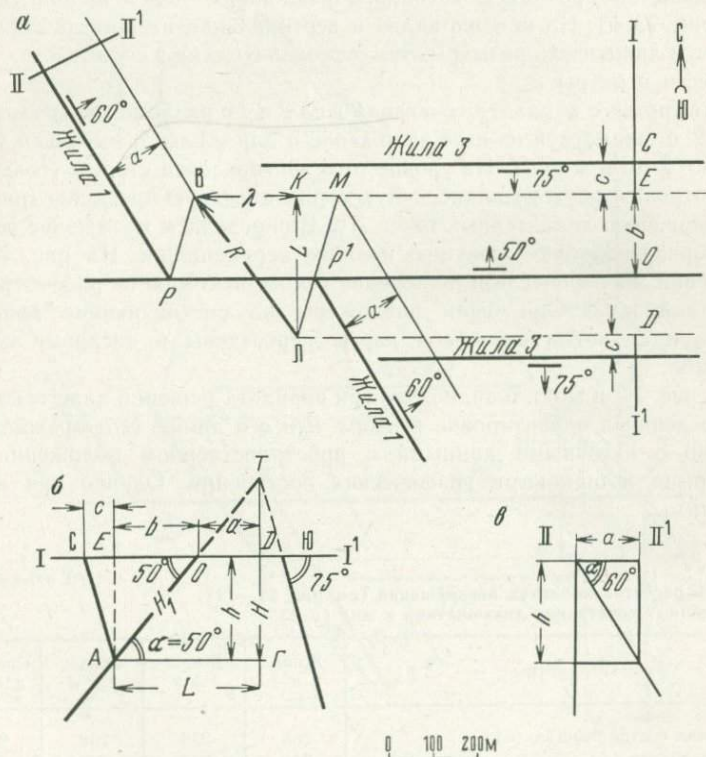


Рис. 73. Определение амплитуды перемещения по смещению характерных точек жил 1 и 3, расположенных: одна — косо, а другая параллельно разлому a — план; b — разрез I—I'; v — разрез II—II'

заложения) Остается определить величину заложения для жилы I на горизонте h так, как это делалось нами выше. Для этой цели строим дополнительный вертикальный разрез поперек жилы I (рис. 73, в). Получив величину заложения a , пунктиром изображаем положение жилы I в лежачем и висячем боках разлома на горизонте h . Поскольку все указанные пунктирные линии выходов этих жил в висячем и лежачем боках разлома одновременно лежат и в плоскости разлома, то в каждом из этих блоков стоит лишь найти точки, где пересекаются пунктирные линии. В висячем боку такой точкой будет B , где одновременно пересекаются разлом и обе жилы. В лежачем этой точкой будет L . Соединив их, получим вектор $LB=R$. Направлен он всегда от точки L к B , так как по установленной договоренности подвижным блоком всегда является висячий блок разлома. Вектор R есть полная амплитуда сбросо-сдвигового перемещения в проекции на горизонтальную плоскость. Чтобы определить элемент сдвига и сброса, следует вектор R разложить по правилу параллелограмма на горизонтальную составляющую $\lambda=BK$, параллельную простиранию разлома и проектирующуюся в истинную величину, и сбросовую составляющую, т. е. ширину сброса $L=KL$, которая является проекцией истинного наклонного перемещения $H_1=AT$ (см. рис. 73, б). На нем же видна и вертикальная амплитуда сброса H . Остается лишь взять размеры этих отрезков с плана и с учетом масштаба перевести в метры

Для третьего варианта сочетания жил 2 и 3 с разломом воспользуемся рис. 72, б заимствуя из него заложение a для жилы 2, имеющей тот же угол 60° , что и жила I . На уровне того же горизонта строим (только что рассмотренным путем) аналогичную горизонтальную проекцию (рис. 74). По положению характерных точек L и B определяем положение вектора R — горизонтальную проекцию полного перемещения. На рис. 74 для сравнения мы перенесли и положение тех же векторов из рассмотренных сочетаний жил. Они были разложены на составляющие движений блоков и с учетом масштаба карты переведены в числовые величины (табл. 6)

Из рис. 74. и табл. 6 видно, что три варианта решений дали некоторые расхождения в ориентировке вектора R и его длине. Это прежде всего связано с неточными данными о пространственном положении жил и разрыва и ошибками графических построений. Однако они вполне допустимы

Таблица 6

Варианты расчетов амплитуд перемещений (см. рис. 72—74) при различных сочетаниях дизъюнктива и жил (в м)

Параметры	Жилы 1 и 2	Жилы 1 и 3	Жилы 2 и 3	Средние данные
Сдвиговая составляющая (λ)	255	235	258	249
Ширина сброса (L)	300	335	335	323
Вертикальная амплитуда сброса (H)	360	400	400	387
Наклонная амплитуда сброса (H_1)	570	625	625	607
Азимут простирания ($LB=R$)	$310^\circ 30'$	313°	$309^\circ 30'$	311°

При решении двух последних вариантов, т. е. сочетаний жил 1 и 3 а также 2 и 3, где жила 3 имеет простирание параллельно разрыву а угол ее падения отличается от угла падения этого нарушения отпадают некоторые дополнительные построения при определении H и H_1 после разложения вектора R на сдвиговую λ и сбросовую L составляющие. Как известно, сдвиговая составляющая λ будет величиной истинной а сбросовая H и $L = BK$ (ширина сброса) будет проекцией наклонной высоты сброса H_1 на горизонтальную плоскость. Для вычисления наклонной H_1 и вертикальной амплитуды сброса H нам потребовалось бы построить разрез вкост простирания дизъюнктива, как это мы делали раньше (см. рис. 72, в). Здесь такое построение уже было сделано для определения проекций пересечения дизъюнктива и жилы 3 в лежачем и висячем блоках (см. рис. 72, б). На этом рисунке видно, что $LK = c + b = L$ и что H и H_1 были получены сразу же при составлении этого разреза. Нельзя на нем установить лишь величину λ ; она вычисляется путем разложения вектора R на составляющие. Из этого трехвариантного решения следует, что мы действительно имеем дело со смещенными частями жил, а из рис. 72 видно, что жила 2 дает «сдвоение», а жила 1

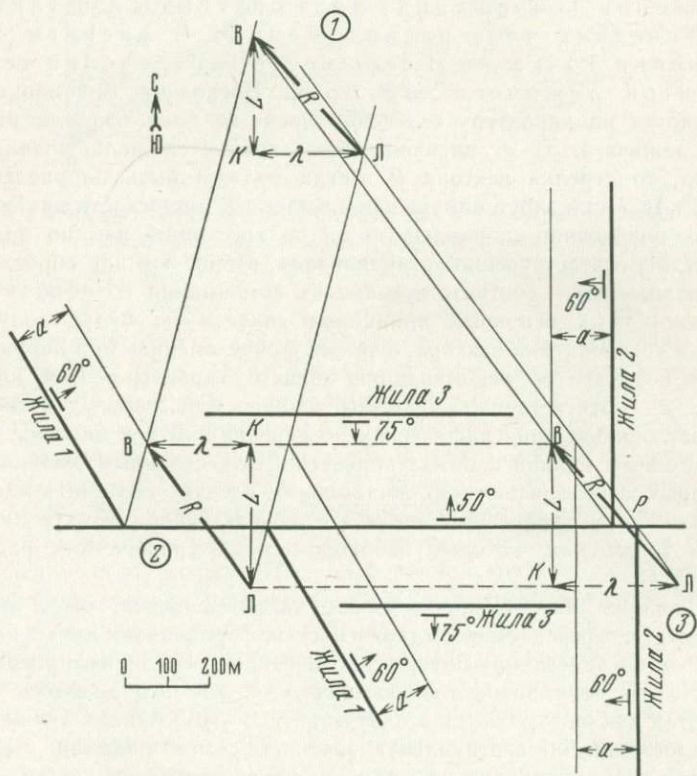


Рис. 74. Сопоставление амплитуд перемещений жил 1, 2 и 3 при различном их сочетании, вычисленных по смещению характерных точек (проекция на горизонтальную плоскость)

«зияние». То же «сдвоение», но уже разных жил будет в некоторых участках жилы 3 с жилами 1 и 2, что надо иметь в виду при буровой разведке и интерпретации ее результатов. Данный пример хорошо характеризует значимость таких расчетов даже в виде этих частных выводов.

При острых углах встречи простирающихся геологических тел и разлома, чтобы не строить больших чертежей при установлении линии их пересечения, по изложенной выше методике следует построить один из вертикальных разрезов, например вкрест простирающегося разлома, используя и табл. 1. Получив точку их пересечения, далее следует воспользоваться веерной линейкой и определить, как нами было показано раньше, все требуемые углы (γ , ω , φ). Наконец, можно построить второй параллельный разрез и определить вторую точку линии пересечения плоскостей и уже по двум точкам установить ее положение в пространстве и вычислить углы γ , ω , φ с полученного плана и разрезов.

Наиболее часто допускаются ошибки при определении положения точек Л и В и при установлении направления вектора $R = LB$. Необходимо помнить, что точка В есть место пересечения линий сопряжения (скрещения) дизъюнктива с контактами геологических тел, расположенных висячем боку нарушения. Точка же Л есть место пересечения тех же элементов лежащего его бока. Поскольку тип нарушения определяется по характеру смещения висячего бока разлома относительно лежащего, т. е. висячему боку придается роль подвижного элемента, то стрелка вектора R всегда должна быть направлена от точки Л к В. Анализируя направление вектора R в плоскости дизъюнктива, т. е. определяя, направлен ли он по восстанию или по падению разлома, мы соответственно устанавливаем, взброс это или сброс, а при косом положении — соответствующие их комбинации со сдвигом. При соблюдении этих основных принципов никогда не будут допущены ошибки в установлении вектора, а также в определении типа нарушения. Следует подчеркнуть рекомендацию общего характера. Чем крупнее чертеж, а соответственно масштаб планов или карт, тем меньше возникает ошибок при графических построениях. В тех случаях, когда масштаб карты мелкий и может привести к существенным ошибкам при отмеченных выше графических построениях, следует увеличить масштаб плана или карты, перенеся на нее не все геологические структуры и тела, а лишь те из них, которые необходимы для графических расчетов амплитуд.

Остановимся на разборе довольно частых случаев, когда разрыв вертикален, а пересекаемые им геологические образования имеют различные элементы залегания. Совершенно очевидно, что проектировать все эти элементы на горизонтальную плоскость, как это делалось выше, нельзя, так как они сольются в одну линию. В этих случаях лучше всего проектировать все на вертикальную плоскость самого разрыва.

На рис. 75, а изображены две дайки гранит-порфиров одинакового состава и возраста, смещенные вертикально падающим разрывом северо-восточного простираения. Дайки падают на запад и юго-запад под различными углами и секутся дизъюнктивом под косым углом. С первого

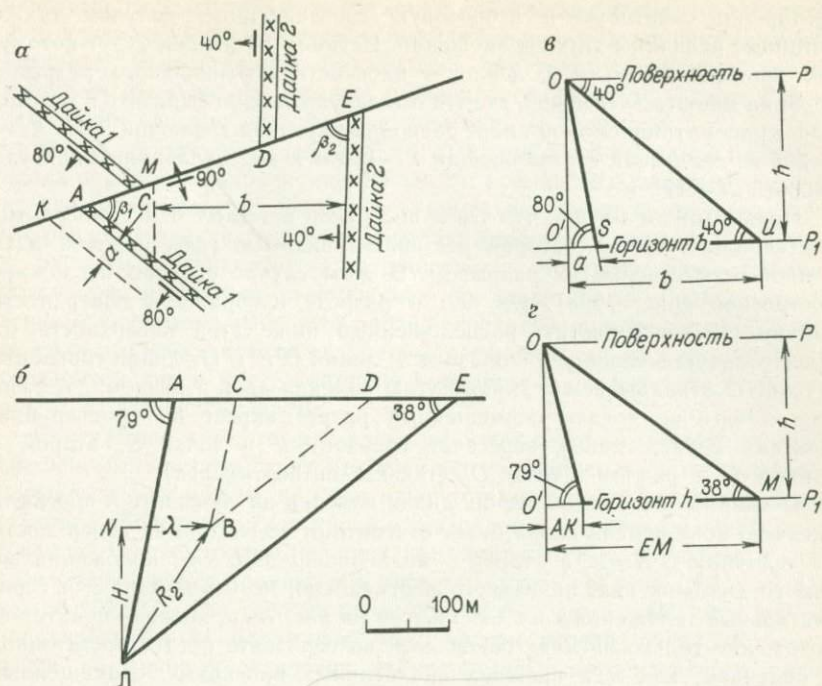


Рис. 75. Расчет амплитуды перемещения даек при вертикально падающем разрыве *a* — план; *б* — разрез в плоскости разрыва; *в* — совмещенный разрез вкрест простирания даек 1 и 2; *г* — нахождение видимых углов падения даек в направлении простирания разрыва (разрез)

взгляда трудно сказать, каков характер перемещения. Поэтому следует сделать разрез (рис. 75, б) вдоль плоскости дизъюнктива в том же масштабе, что и на рис. 75, а. Так как разрыв сечет дайку косо, то по табл. 1 находим поправки на углы, зная, что β_1 и β_2 — углы встречи между линиями простирания разреза и геологических тел и истинные углы падения последних. Так, для дайки с углом падения $\alpha_1 = 80^\circ$ и углом $\beta_1 = 60^\circ$ находим $\omega = 78^\circ 55'$ и для второй дайки при $\alpha_2 = 40^\circ$ и $\beta_2 = 70^\circ$ находим $\omega = 38^\circ 25'$. Округляя эти углы до $\omega_1 = 79^\circ$ и $\omega_2 = 38^\circ$, изображаем их на разрезе. Поскольку разлом вертикален, то северо-западный блок считаем условно висячим, а противоположный лежащим. Следы пересечения разлома с дайками «лежачего» бока изобразим сплошными линиями, продолжая которые до пересечения, находим характерную точку Л, а те же линии в «висячем» боку разлома изобразим пунктиром и найдем другую аналогичную характерную точку В, соединив которые, получим вектор $\text{ЛВ} = R_2$. Положение вектора R_2 и его стрелка (по оговоренному условию) показывают, что северо-западный (висячий) блок относительно юго-восточного (лежачего) блока поднимался, сдвигаясь к северо-востоку.

Вектор $\text{ЛВ} = R_2$ будет изображать нам истинную величину косо го перемещения блоков в вертикальной плоскости разрыва. Разложив этот

вектор на сдвиговую и взбросовую составляющие, получим также истинные величины этих перемещений. Истинными все они будут потому, что векторы R_2 , H и λ лежат в плоскости вертикального разрыва.

Зная масштаб чертежей, все эти амплитуды можно выразить в метрах. Так, в рассматриваемом примере равнодействующая движений $LB = R_2 = 205$ м, сдвиговая составляющая $\lambda = 110$ м и вертикальная амплитуда взброса $H = 175$ м.

Предположим теперь, что у нас под рукой нет табл. I и номограммы (см. прилож. 5), по которой мы нашли видимые углы падений даек в плоскости сечения их разрывом. В этом случае сделаем несложное построение (рис. 75, в). На нем в разрезе изображаем поверхность (линия OP) и горизонт, расположенный ниже этой поверхности на произвольную величину h (горизонт h ; линия O^1P^1). От линии горизонта в точке O откладываем истинные углы падения даек и разлома, т. е. на одном чертеже делаем совмещенный разрез вкрест их простирания. Контакт первой дайки пересечет горизонт h в точке S , второй — в точке U , а разлом в точке O^1 (так как он вертикален).

Очевидно, что в направлении линии падения на горизонте h проекция всякого бока первой дайки будет отстоять от ее выхода на поверхности на величину $O^1S = a$, а второй — на величину $O^1U = b$: положение же самого дизъюнктива, падающего вертикально, не изменится. Эти горизонтальные заложения a и b используем на рис. 75, а, проводя пунктиром положение только висячих боков даек на горизонте h (что достаточно) и получаем, как и в прежних аналогичных проекциях, совмещенный план поверхности и горизонта h . На этом плане видно, что разлом пересекает дайки на отмеченных горизонтах под косым углом в точках A и K у первой дайки и M и E у второй дайки. Замерив расстояния между указанными точками (вдоль линии разлома) на дополнительном чертеже (см. рис. 75, з), на горизонте h отмеряем эти расстояния от вертикальной линии OO^1 в виде отрезков AK и EM . На нем сохраняем ту же высоту $h = OO^1$. Соединив точки O , K и O , M прямыми линиями, получим при точках K и M видимые углы падения даек в данном вертикальном сечении. Измерив их транспортиром, получим видимый угол падения первой дайки, равный $78^\circ 30'$, и второй — 38° . Сравнивая эти углы с углами, определенными ранее по табл. I, видим, что расхождения их не превышают $30'$. Получив таким путем указанные углы, мы можем теперь использовать их для построения охарактеризованной выше вертикальной проекции (см. рис. 75, б).

Роль рельефа. Для того чтобы не усложнять первых наших примеров и ввести читателя в курс простейших приемов графических решений задач, основанных на приемах начертательной геометрии, а также в какой-то степени развить пространственное представление, мы умышленно не учитывали рельеф местности и вели все наши рассуждения так, как если бы рассматривали погоризонтные планы или практически горизонтальный рельеф местности. Однако, как правило, основным материалом является геологическая карта расчлененной поверхности. Если мы не будем учитывать рельеф (а, к сожалению, такие примеры нередки) и возьмем прямо с карты расстояния между смещенными частями пласта, результат расчета амплитуд перемещения получится

неверный. Нередки случаи, когда выход пласта или разрыва на расчлененную поверхность Земли в произвольно выбранном участке принимается за истинное их простирание. Естественно, при таком ошибочном подходе к вопросу мы не можем ожидать и правильного решения задачи. Для иллюстрации влияния рельефа разберем один из примеров.

На геологической карте (рис. 76, а) видна моноклиально падающая пачка пород с маркирующим горизонтом кремнистых сланцев и секущая их дайкой. В процессе полевых и камеральных работ было установлено, что разлом возник после внедрения дайки кварцевого порфира и относится к простым (однократным) нарушениям. Это дает нам основание установить амплитуду перемещения по характерным (неповторимым) точкам. Очевидно, их можно найти, определив положение линий пересечения разлома с дайкой кварцевого порфира и его же с маркирующим горизонтом пород как со стороны лежачего, так и висячего блока, где видны их смещенные части.

Совершенно ясно, что для расчетов брать с карты расстояния между смещенными частями горизонта кремнистых сланцев и дайки кварцевого порфира мы не можем, ибо они находятся на разных гипсометрических отметках. Более того, для кремнистых сланцев имеется большой выбор точек по разные стороны разлома, где обнажаются их контакты, и какие расстояния следует принимать в расчет, не столь уж ясно (AA^1 или AD^1 , наконец $AЖ^1$). Для того чтобы выбор их был не случайным и все они находились бы на одном гипсометрическом уровне, очевидно, можно пойти по линии составления схематического погоризонтного плана, точнее узкой его полосы, захватывающей оба бока разлома, на котором следует показать только то, что пригодится для расчетов, а не контакты всех пород, имеющих на карте. Выбор высоты горизонта — на усмотрение геолога, так как это не изменит сути и конечных результатов расчетов. Имея такой план, можно вести расчеты амплитуд, строя на этой базе горизонтальную совмещенную проекцию тех же, вынесенных на план, контактов пород на новом произвольном горизонте h , т. е. идя известным, описанным ранее путем.

Более короткий путь решения задачи — построение вертикальной проекции, параллельной простиранию разлома, либо проекции в плоскости самого разлома. Поскольку обе эти проекции имеют еще и большое практическое значение, ибо они часто строятся для подсчета запасов, для проекта разведочных работ и т. п., — их стоит рассмотреть.

Ввиду того что отмеченные выше проекции не всегда строятся корректно, мы на этом примере покажем, как это делается и какие принципы необходимо соблюдать при таких построениях.

Прежде всего находим и изображаем на карте линию простирания разлома. Такой линией на рис. 76, а будет линия $I-I$.

Принципиальные отличия разреза и проекции в плоскости разлома (жилы и т. д.) или в плоскости, параллельной разлому, состоят в том, что на вертикальном разрезе мы обязаны изображать то, что сечет разрез вдоль намеченной линии (например, $I-I$), а на проекциях мы изображаем следы пересечений наклонной плоскости разлома, контактов пород и рельеф местности. Именно они изображаются либо в проекции на вертикальную плоскость, параллельную его простиранию, либо в

а

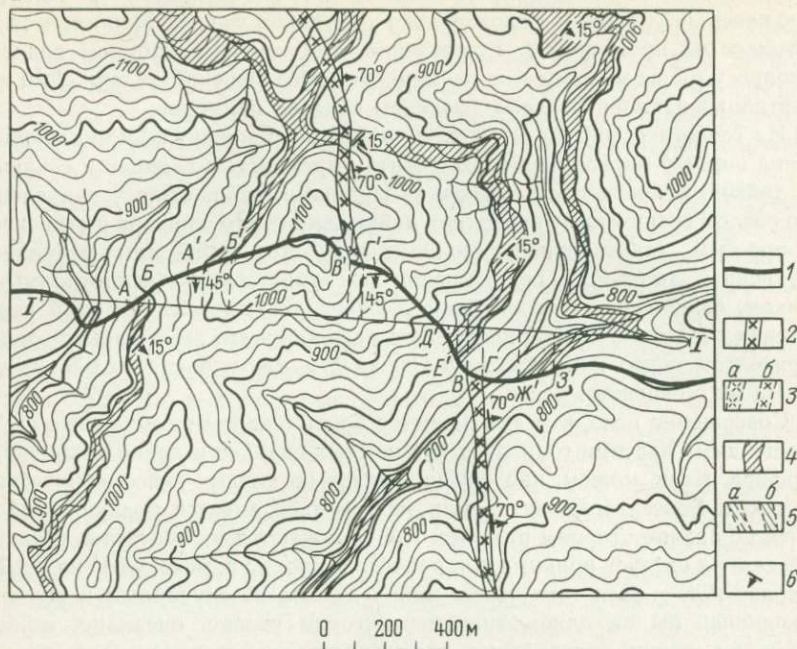


Рис. 76. Расчет амплитуды смещения с учетом рельефа.

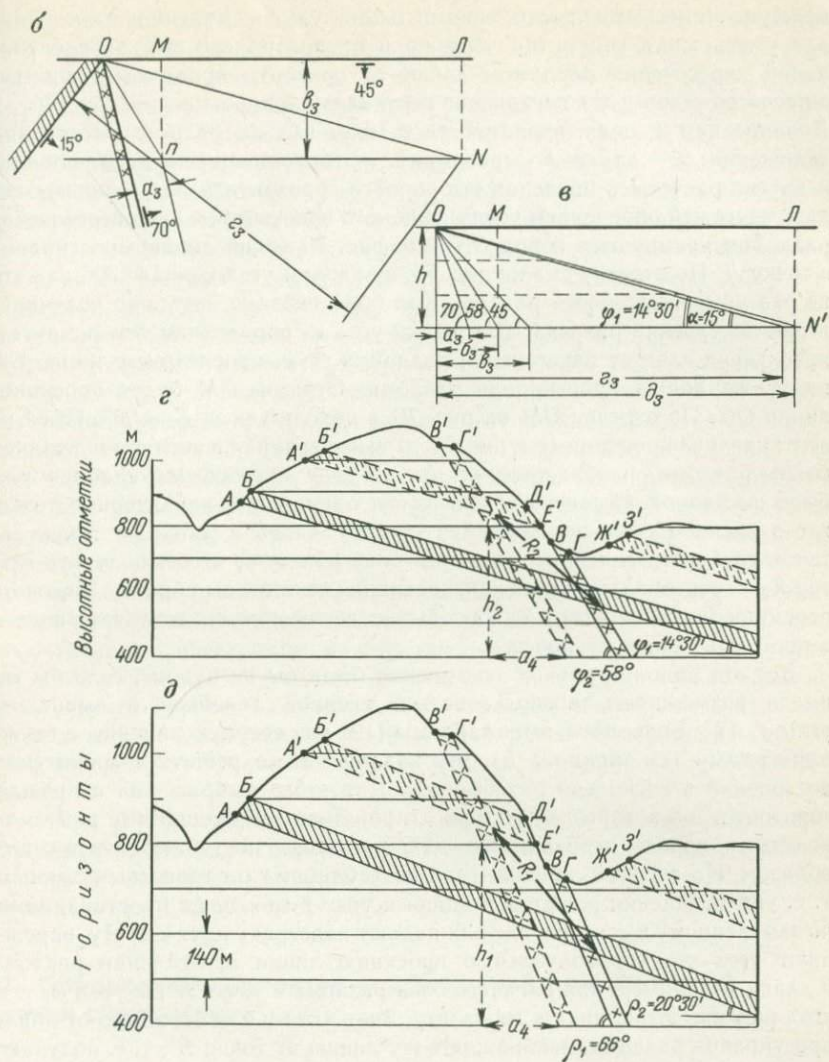
а — участок геологической карты; *б* — определение линии сопряжения разлома с породами; *в* — расчет заложения разлома и пород; *г* — проекция на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома; *д* — проекция на плоскость разлома. *1* — выход разрыва на поверхность; 2 — дайка кварцевого порфира; 3 — то же, на рис. *г* и *д* в лежачем (*а*) и всياчем (*б*) боках разлома; 4 — маркирующий горизонт кремнистых сланцев; 5 — то же, на рис. *г* и *д* в лежачем (*а*) и всياчем (*б*) боках разлома; 6 — элементы залегания пород

плоскости самого разлома, в масштабе данной карты. Как бы ни была сдвинута линия вертикальной проекции параллельно ее первоначальному положению *1—1*, никаких изменений в контурах геологических тел на проекциях не будет.

Здесь допускаются первые ошибки, а вместе с ними и другие, обусловленные ими.

Для построения вертикальной проекции по линии *1—1* необходимо вначале спроектировать те точки на горизонталях рельефа, которые пересекает извилистая линия разлома на поверхности Земли, а затем спроектировать пересекаемые им же контакты пород, расположенные в всياчем и лежачем боках разлома (пунктирные линии, перпендикулярные к линии *1—1*, показывают проекции точек *А, В, А', В'* и др.). Никким образом не следует получать эти точки путем продолжения линий простирания пород от выхода их у разлома до линии *1—1*.

В результате этого мы получим вертикальную проекцию рельефа, видимого по извилистой линии разлома, и контактов пород, рассекаемых здесь же наклонной плоскостью разлома (см. рис. 76, *г*). Все то, что



располагается со стороны всячего бока разлома, падающего под углом 45° , мы изображаем сплошными линиями, а те же элементы со стороны лежащего бока — пунктирными.

В связи с тем что горизонт кремнистых сланцев в лежащем боку разлома выходит на поверхность не один раз, угол его наклона в данной проекции получился по построению равным $14^\circ 30'$. Это обстоятельство позволяет провести его под тем же углом и в всячем боку разлома от точек А, Б. Кстати, этот угол оказался таким и по расчетам, которые велись нами на дополнительных чертежах (см. рис. 76, б и в). На дополнительном чертеже (см. рис. 76, б) приведен план, на котором в одну точку О сведены разлом и все выходы пород с сохранением углов

между их истинными простираниями, и даны углы их падения. Это сделано для уменьшения габаритов чертежа и предназначено для определения линий пересечения разломом дайки и горизонта кремнистых сланцев и расчетов углов φ для построения вертикальной проекции (см. рис. 76, *г*). Дополнением к нему является рис. 76, *в*, где на разрезе рассчитаны заложения: a — дайки; b — разлома; c — горизонта кремнистых сланцев и другие расчеты в пределах выбранного горизонта h . С помощью этих двух чертежей определяем угол φ , для чего проектируем след пересечения разломом кремнистых пород ON (см. рис. 76, *б*) на линию простирания в точку L . По отрезку OL на рис. 76, *в* находим угол $\varphi_1 = 14^\circ 30'$, как это не раз уже объяснялось раньше. Как было сказано, он у нас получился и при построении разреза. Для дайки угол φ_2 определяем тем же путем, проектируя след ее пересечения разломом, т. е. проектируем линию OP на ту же линию простирания разлома. Отрезок OM будет проекцией линии OP . По отрезку OM на рис. 76, *в* находим угол $\varphi_2 = 58^\circ$. Имея на вертикальной проекции (см. рис. 76, *г*) выходы дайки висячем и лежащем боках разлома, изображаем ее (положение кремнистых сланцев уже было показано). Остается теперь найти одинаковые характерные точки, где висячем боку пересекаются пласт сланцев и дайка, и такую же точно точку пересечения в лежащем боку разлома, чтобы получить вектор R_2 — вертикальную проекцию истинной амплитуды сбросо-сдвигового перемещения. По вектору R_2 , как обычно, вычисляем его составляющие — амплитуды сдвига и сброса.

Все эти дополнительные построения были бы не нужны, если бы мы имели возможность воспользоваться веерной линейкой и вычислить углы φ_1 и φ_2 . Более того, имея таблицы [19] или веерную линейку, а также номограмму (см. прилож. 5), эту задачу можно решить с минимумом построений в несколько раз быстрее. Для этого выбрав, как и прежде, горизонт h , на который будут проектироваться все смещаемые разломом контакты пород, необходимые для расчетов, поступают следующим образом. На веерной линейке (или по таблицам) по известным данным, т. е. углам падения разлома и дайки и углу β между их простираниями, но замеренному в секторе, где они падают навстречу друг к другу, определяют угол γ — горизонтальную проекцию линии пересечения разлома и дайки (например, для висячего бока разлома в точке B^1) и угол ω , т. е. угол наклона этой линии к горизонту. Зная угол γ и отмерив его от линии простирания разлома, изображают эту линию от точки B^1 , т. е. получают след пересечения этих двух плоскостей. Вычислив разность высот между точкой B^1 и горизонтом h и зная угол ω , на номограмме находим луч с равным этому углу ω и, как было описано раньше, на вертикальной оси номограммы находим отрезок, равный разности вычисленных высот, и точку, где он пересечет этот луч. Определяем прилежащий катет угла ω и переведя его длину в масштаб карты на ней от точки B^1 откладываем его величину в направлении линии скрещения плоскостей. В конце него и будет находиться точка B'' , т. е. точка B' , приведенная на горизонт h . Так поступаем с другими необходимыми для расчетов точками. В дальнейшем все расчеты амплитуд ведутся так, как это показано на рассмотренных примерах. Этот путь самый простой, более точный и быстрый.

Проекция в плоскости самого разлома от построенной отличается тем, что в ней как бы «растягиваются» расстояния между высотными отметками вертикальной проекции, т. е. мы как бы изменили вертикальный масштаб против прежнего, который полностью соответствовал карте. Дело в том, что здесь мы изображаем те же горизонты, по 100-метровому вертикальному интервалу между горизонтами (см. рис. 76, *з*), которому в наклонной проекции (см. рис. 76, *д*) будут соответствовать интервалы, равные примерно 140 м, ибо в сечении по линии падения разлома в 45° они будут являться гипотенузой прямоугольного треугольника. Поэтому создается впечатление разномасштабного изображения и рельеф в этой проекции приобретает большую крутизну. Поэтому на вертикальной шкале рис. 76, *д* указаны не расстояния в метрах, а высоты горизонтов, которым соответствуют эти сечения. Можно было бы воспользоваться номограммой и определить, каковы будут новые углы наклона дайки и горизонт кремнистых сланцев ρ_2 , зная, что прежнему расстоянию между горизонтами на рис. 76, *з* будут соответствовать 140 м на рис. 76, *д* (см. пример при описании номограммы). Именно этот принцип определения угла ρ изображен на рис. 76, *з, д*, где для большей точности взята разность высот $h_2 = 300$ м (от 800 до 400 горизонта) у одного из контактов дайки и установлено ее видимое горизонтальное заложение a_3 в проекции на рис. 76, *з*. По изложенным ранее правилам a_3 не изменится и в наклонной проекции, построенной в плоскости разлома, в то время как истинное расстояние между теми же горизонтами здесь будет $h_2 = 420$ м. Так как h_1 и a_3 есть катеты угла ρ , остается только измерить угол транспортиром или получить с помощью номограммы. Наконец, угол ρ можно вычислить по приведенным ранее формулам (см. с. 98) или определить по табл. 2. Если ее нет, то действуем так, как описано выше.

Имея эту проекцию, берем те же характерные точки и определяем истинную амплитуду относительного смещения блоков. Ее будет отражать вектор R_1 . Как его разложить на составляющие (учтя масштаб карты) и выразить в цифрах, известно по прежним примерам.

2. Определение амплитуд перемещений при известной линии скольжения

В случаях, когда в обнажении видна серия моноклинально залегающих пород, установить характер перемещения невозможно. Если же тем или иным путем (по бороздам, штрихам скольжения, данным микроструктурного анализа и т. д.) она была установлена, решить такую задачу можно.

Рассмотрим, как могли перемещаться точки, лежащие на некогда общей линии скрещения. Возьмем одну из них — точку O . После того как части даек были смещены и заняли положение, указанное на плане (рис. 77, *а*), точка O как бы раздвоилась — одна ее часть, расположенная в лежачем блоке, сохранилась на прежнем месте, а другая, находящаяся в висячем блоке, переместилась в направлении линии смещения. Если эта линия параллельна простиранию дизъюнктива, точке O висячего блока

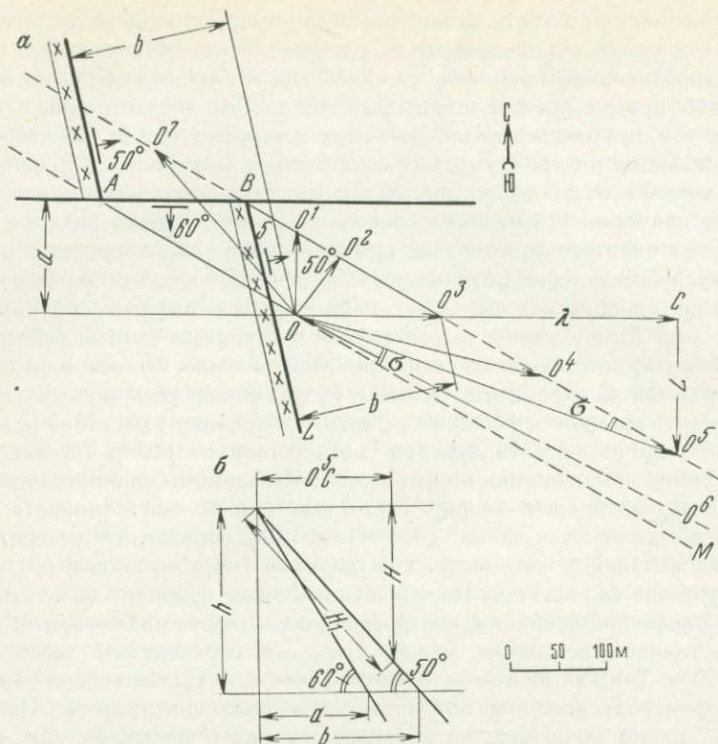


Рис. 77. Возможные варианты перемещения дайки кварцевого порфира. а — план; б — совмещенный разрез вкрест простирания разрыва и дайки

будет соответствовать некогда совпадавшая с ней точка O^3 . Если же линия скольжения была наклонена под различными углами к простиранию, перемещаясь, она могла занимать положение O^4 , O^5 , O^6 и т. д. Такие ее положения соответствуют сбросо-сдвиговым смещениям, ибо эти векторы направлены к востоку и вниз по падению дизъюнктива. Точка же O^1 , расположенная над точкой O строго по восстанию нарушения, будет характеризовать взбросовое перемещение. Точки O^2 , O^7 будут характеризовать взбросо-сдвиговые смещения.

Из анализа чертежа, приведенного на рис. 77, а, вытекает ряд следствий.

Во-первых, каждый из указанных векторов OO^1 , OO^2 , OO^3 , OO^4 и т. д. будет характеризовать не только направление, но и величину перемещения (проекцию полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость). Так, вектор OO^1 является проекцией амплитуды взбросового перемещения, вектор OO^3 будет характеризовать истинную величину сдвига, векторы OO^4 , OO^5 представляют проекции сбросо-сдвиговых амплитуд, а векторы OO^2 и OO^7 — взбросо-сдвиговых амплитуд. Очевидно, разложив последние на сдвиговую и сбросовую (или взбросовую) составляющие, мы получим проекции этих смещений на горизон-

тальную плоскость. По проекциям уже легко будет найти вертикальную (H) или наклонную (H_1) амплитуду взброса или сброса.

Во-вторых, совершенно четко видно, что положение векторов может изменяться лишь в пределах 180° от AO через OO^1 до OM , т. е. в плоскости веера векторов, показанного на рис. 77, а, или, как говорят, в полуплоскости, расположенной за линией скрещения лежащего блока в сторону линии скрещения висячего блока.

В-третьих, чем меньше угол σ между проекцией борозд на горизонтальную плоскость и линией скрещения дизъюнктива с висячим боком дайки, тем быстрее растет длина вектора R , приближаясь к бесконечности. Только при бесконечно больших перемещениях, при которых в бесконечности параллельные линии скрещения могут пересечься, можно себе представить, что линия скольжения блоков совпадает с линией скрещения, т. е. с OA или OM . Учитывая, что в реальной геологической обстановке не может быть даек и жил, протягивающихся в глубину на многие километры, следует относиться с подозрительностью к линиям скольжения, почти параллельным или расположенным под очень острыми углами к линиям скрещения дизъюнктива с дайками. В таких случаях необходимо тщательно проверить весь геологический и графический материал, чтобы выяснить причины этого явления, так как могли быть либо неверны построения, либо неточны данные по элементам залегания, либо, наконец, было несколько этапов перемещений и установленная линия скольжения блоков относится к одному из них.

Чтобы закончить рассмотрение этого примера, представим себе, что в поле была установлена линия скольжения и на наш чертеж нанесена ее проекция на горизонтальную плоскость (см. рис. 77, а). Пусть это будет линия OO^5 . Положение ее указывает, что мы имеем сбросо-сдвиг. Разложив вектор $OO^5 = 330$ м на проекции сдвиговой и сбросовой составляющих, получим следующие величины: сдвиг $OC = \lambda = 315$ м, вертикальная высота сброса $H = 113$ м; наклонная высота сброса $H_1 = 145$ м; ширина сброса $O^5C = L = 95$ м.

Разберем другой пример. Представим себе, что дизъюнктив, падающий под углом $\alpha = 40^\circ$ на юго-запад, косо сечет дайку северо-западного простираения и смещает ее в плане на величину AC (рис. 78, а). Построив совмещенные разрезы вкост простираения разрыва и дайки, найдем их заложение на горизонте h . По данным полевых и камеральных исследований установлено, что линия скольжения склоняется под углом β к юго-западу, а ее проекция на горизонтальную плоскость оказывается расположенной под углом $\gamma = 35^\circ$ к простираению разрыва. Нанеся пунктиром эту линию, мы увидим, что она сечет линии скрещения нарушения и дайки в точках L (для лежащего блока) и B (для висячего блока). Очевидно, линия LB есть проекция пути, который прошла одна из точек висячего бока дайки, и является проекцией полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость. Разложим вектор R на составляющие: сдвиговую λ и взбросовую L , по последней найдем на рис. 76, б вертикальную (H) и наклонную (H_1) амплитуды взброса.

В отличие от примера, разобранный нами выше (см. рис. 77, а), где отмечалось закономерное взаимозависимое увеличение или уменьшение величины проекции сдвиговой и сбросовой (или взбросовой)

амплитуд при различных наклонах линии скольжения к простиранию дизъюнктива, здесь такой закономерности нет, так как линия скрещения разлома и дайки совпадает с линией падения разлома

Действительно, как бы ни располагался вектор $ЛВ = R$ между линиями скрещения разрыва и смещенных частей дайки (см. рис. 78, а), сдвиговая составляющая всегда будет иметь одинаковую величину, равную λ , как линия перпендикулярная к отмеченным линиям скрещения.

Отсюда следует, что как бы ни была велика амплитуда взброса или сброса, ее величина не отразится на положении смещенных частей дайки. Из этого следствия вытекает и другое, что перемещение дайки, показанное на рис. 78, а, не может быть чистым сбросом (или взбросом, если бы дизъюнктив падал на северо-восток под тем же углом), так как в этом случае линия скольжения была бы параллельна линии падения нарушения, а также линиям скрещения разрыва со смещенными частями

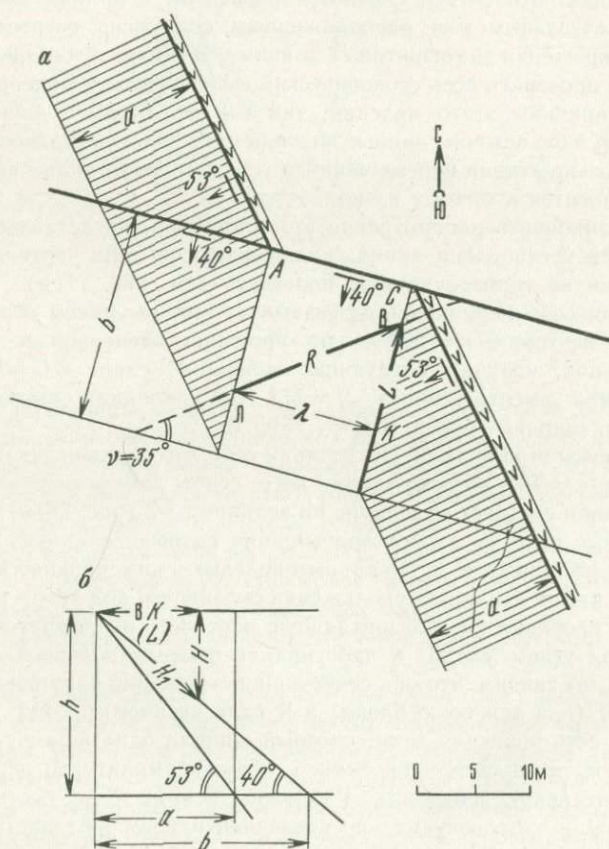


Рис. 78. Определение амплитуды перемещения даек по разрыву, если одна из них не имеет видимого смещения контактов.

а — план; б — совмещенный вертикальный разрез вкост простирания разрыва

дайки. Как известно, такого рода перемещения не могут привести к изображенным на чертеже (см. рис. 78, а) смещениям контактов дайки.

Обобщая изложенное, можно сказать, что если линия скольжения совпадает как со следами пересечения (скрещения) жил, так и тому подобных геологических тел, то не должно быть заметного в плане перемещения их частей, расположенных в висяхе и лежащем боках дизъюнктива, и в этих случаях не может быть установлена амплитуда перемещения этих тел. Очевидно, в таких случаях вопрос о смещении блоков пород следует решать по смещению других элементов структуры и определять возраст этого смещения, учитывая возраст этих структур. К рассмотрению случаев, когда решения неопределенные, мы еще вернемся в специальном разделе.

3. Дизъюнктивы, не дающие видимых перемещений контактов геологических тел

Нарушения без видимых смещений геологических тел могут быть разделены на две подгруппы (4 и 5, см. табл. 5), которые были нами охарактеризованы выше. В первую подгруппу входят послонные разрывные нарушения, перемещения по которым не могут быть вычислены без привлечения дополнительных данных, так как любое из положений линии скольжения, расходящихся веером на нашем чертеже (см. табл. 5), будет удовлетворять изображенному здесь соотношению пластов. Для решения этой задачи необходимо найти такие соотношения разрыва с пластами, где разрыв пересекает последние под косым углом.

Совершенно иное значение приобретают линии скрещения пластов и дизъюнктива для решения задач другой подгруппы. Иллюстрацией этого служит рис. 79, а, где показана дайка диабазовых порфиритов северо-западного простирания, падающая на юго-запад под углом 40° , пересеченная разрывом, но не смещенная им. Найдя положение дизъюнктива и дайки на новом произвольном горизонте высотой h (рис. 79, б), мы можем установить также линию скрещения дайки и разрыва. Этой линией будет AO . Совершенно очевидно, что блоки в плоскости нарушения могли переместиться только в направлении этой линии. В противоположность разобранным выше случаю в рассматриваемом типе нарушений свобода перемещения геологических тел существенно ограничена. Здесь существуют лишь два возможных варианта перемещений — взбросо-сдвиговые и сбросо-сдвиговые по линии OA . Таким образом, при существующей неопределенности решения здесь мы все же имеем четко фиксируемую линию скольжения и весьма ограниченное число вариантов.

Представим себе, что исследуя полосу, вытянутую вдоль этого дизъюнктива по направлению к северо-востоку, мы встретили дайку аналогичного состава и возраста, но уже смещенную этим же нарушением. Построив графически на плане выход дайки на том же горизонте h , определив линии скрещения смещенных частей этой дайки с разломом и,

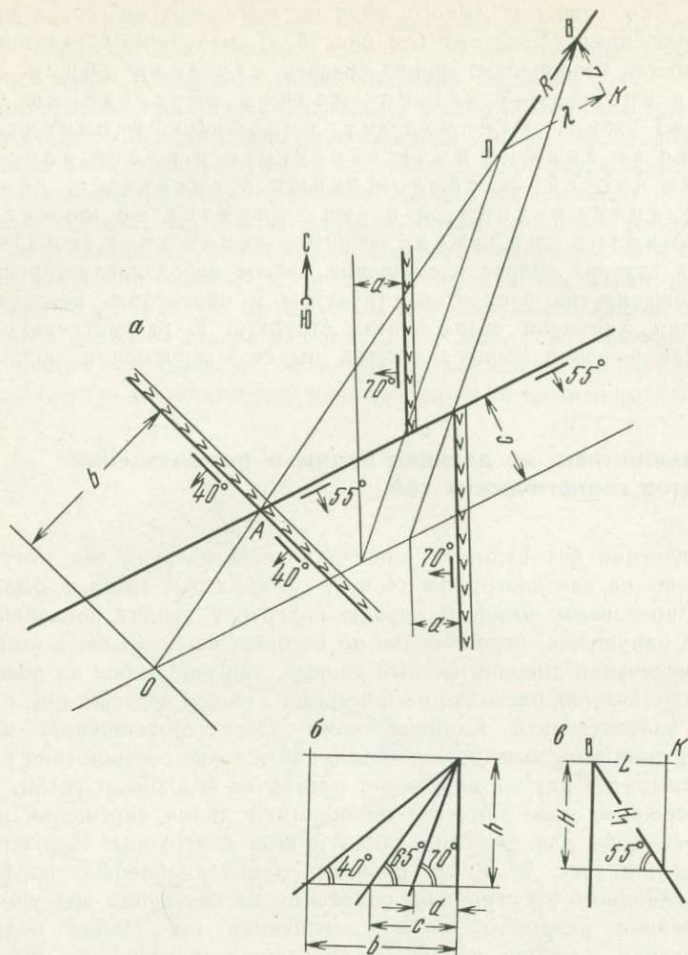


Рис 79. Определение амплитуды перемещения дайки диабазовых порфиритов по установленной линии скольжения (линия скрещения дайки и разрыва совпадает с падением разрыва).

a — план; *б* — совмещенный разрез вкрест простирания разрыва и даек; *в* — определение амплитуд перемещения

наконец, продолжив эти линии скрещения до пересечения с линией скрещения северо-западной дайки, мы получим искомый вектор $LB = R$, т. е. практически мы переходим к решению задачи на смещение характерных точек, разобранный ранее. Направление вектора R даст нам возможность однозначно решить, с каким из двух типов нарушений мы столкнулись и какова была величина перемещения по линии AO (см. рис. 76, *в*). Длина вектора позволит нам определить сдвиговую (λ) и взбросовую (H) составляющие нарушения, а также ширину взброса (L) и его наклонную высоту (H_1).

4. Определение амплитуд многократных (сложных) перемещений

Обычно в геологической литературе, освещающей вопросы тектоники, при характеристике разрывных нарушений можно встретить заявления о том, что по этим нарушениям происходили неоднократные перемещения блоков пород в различных направлениях. В отдельных случаях авторы таких работ говорят о преобладании либо вертикальной (взбросовой или сбросовой), либо горизонтальной (сдвиговой) составляющей. Иногда отмечается, что на отдельных этапах деформации преобладала одна из этих составляющих. Однако, как правило, геологи дают лишь качественную оценку перемещений. Отсутствие количественных показателей перемещений, требующих выяснения конкретных амплитуд, в значительной мере понижает достоверность высказанных положений. Для того чтобы выявить историю формирования разрывов, важно установить амплитуды перемещений, происходивших вдоль них на различных этапах деформаций, или, иными словами, произвести детальный анализ сложных перемещений. Прежде чем перейти к разбору примеров сложных перемещений, отметим, что их анализ основывается на тех же приемах построений, которые были нами разобраны в предыдущем разделе. При анализе сложных перемещений следует принимать во внимание все то, что было сказано выше.

При определении амплитуд перемещений как простых (однократных), так и сложных (многократных) анализ материала следует начинать с выяснения стратиграфических соотношений пород висячем и лежащем боках нарушения, а также с сопоставления других геологических элементов с целью определения, какие из этих элементов могут быть использованы при таких расчетах. Подобными элементами могут быть поверхности угловых или стратиграфических несогласий, контакты либо лежащих, либо только висячих боков отдельных слоев, контакты маркирующих горизонтов и пачек пород, хорошо вытягивающихся на значительные расстояния, осевые плоскости складок, контакты даек или дайковых поясов, поверхности контактов интрузивов, рудных залежей, жил и других геологических образований, что было детально рассмотрено раньше.

Для того чтобы при анализе суммарных перемещений блоков пород вдоль тектонических разрывов можно было выявить перемещения, связанные с новейшей тектоникой, следует учитывать ряд геоморфологических элементов: гипсометрическое положение пенепленизированных поверхностей и речных террас, их количество, особенности развития гидрографической сети и др. Как правило, данные о новейшей тектонике дают нам материал для установления наличия и характера послерудных перемещений.

Как уже отмечалось, основой для расшифровки истории развития разрывных нарушений является тщательно составленная геологическая карта. На рис. 80 и 81 показаны участок геологической карты и разрезы, на которых видно, что разнообразные по составу и возрасту толщи пород смещены разрывом примерно широтного простирания (80°), падающим на юго-восток под средним углом 47° . Анализируя карту и разрезы,

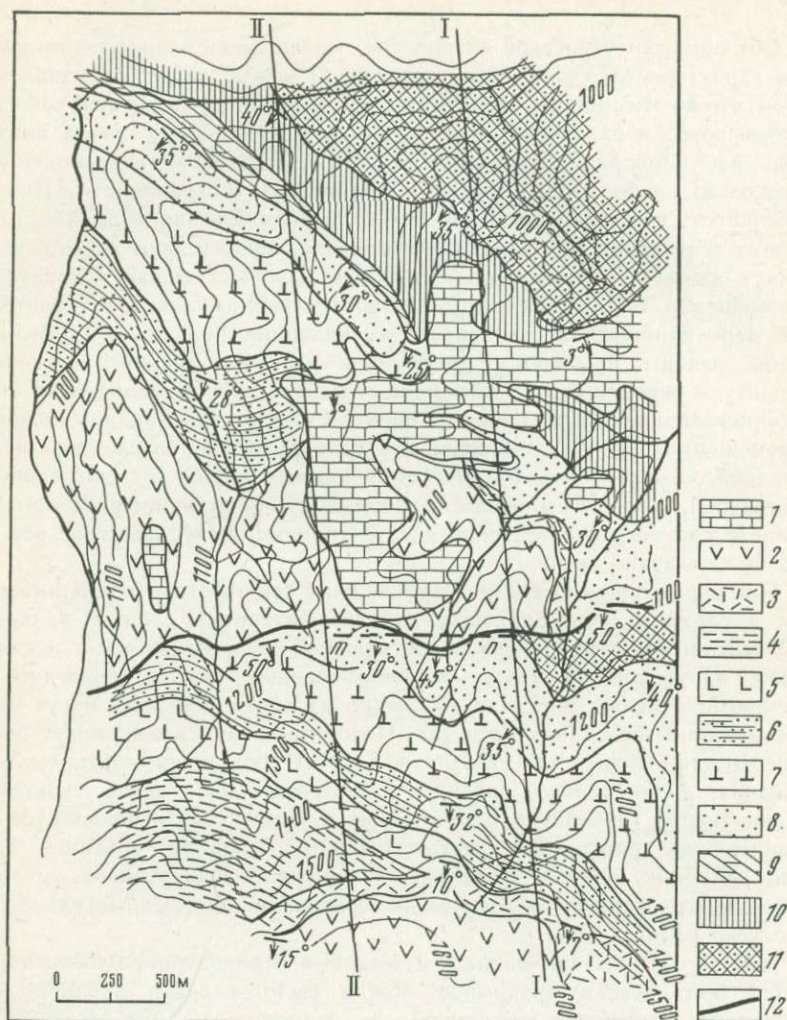


Рис. 80. Геологическая карта одного из участков с серией несогласно залегающих толщ, перемещенных разломом.

Первая — осадочная толща: 1 — палеогеновые известняки. Вторая — эффузивная толща P_2 (пачки 2 и 3); 2 — кварцевые порфиры; 3 — туфы и туфолавы. Третья — эффузивно-осадочная толща P_1 (пачки 4—8); 4 — песчаники и сланцы; 5 — порфиры; 6 — песчаники, туфопесчаники и конгломераты; 7 — туфы, туфолавы; 8 — базальные конгломераты и песчаники. Четвертая — толща кислых эффузивов S_3 (пачки 9, 10); 9 — пятнистые фельзит-порфиры, 10 — сферолит-порфиры, песчаники; 11 — толща бурых порфиритов и их пирокластов S_{2-3} ; 12 — разломы

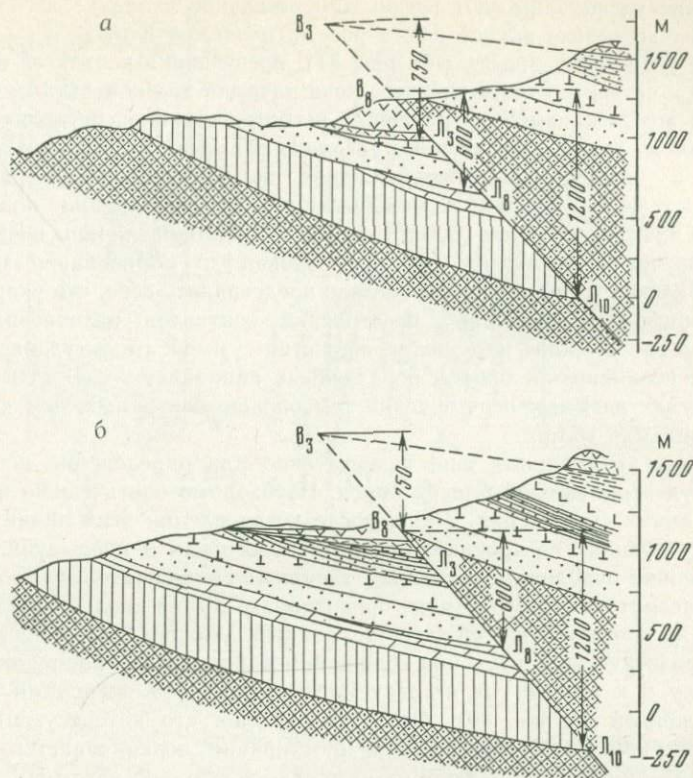


Рис. 81. Разрезы к карте (см. рис. 80).
 а — разрез по линии I—I; б — разрез по линии II—II

приходим к выводу, что в тектонических блоках устанавливается следующая стратиграфическая последовательность толщ.

Первая известняковая толща (см. рис. 80) лежит почти горизонтально с резким угловым несогласием на подстилающих толщах. Она сохранилась лишь в северном лежащем боку дизъюнктива. Превышение наиболее высоких гипсометрических точек, расположенных в висячем боку на водоразделе, над подошвой этой толщи (в лежащем блоке), составляет около 500 м. Следовательно, 500 м — это минимальная вертикальная высота взброса. Перемещение одного из тектонических блоков имело место после возникновения первой толщи и привело к тому, что в поднятом, висячем (южном) блоке эти отложения были размыты. Вторая — эффузивная толща наблюдается в обоих боках нарушения. Среднее ее простирание 328° , падение на юго-запад под углами около $10-15^\circ$. Третья — эффузивно-осадочная толща имеет северо-западное простирание (317°) и юго-западное падение под углами $30-35^\circ$. Нижняя — четвертая толща имеет то же простирание, что и третья, но падает под несколько более крутыми углами (на несколько градусов). Все три

последние толщи образуют крыло синклинали складки, ось которой проходит несколько южнее рамки рассматриваемой карты.

Как видно на разрезах (см. рис. 81), превышения контактов второй, третьей и четвертой толщ всяческого бока разрыва над контактами тех же толщ в его лежачем боку различны и соответственно составляют 750, 600, 1200 м. Такие существенные различия сразу же заставляют сделать вывод о многократных перемещениях по тектоническому разрыву. Особенно велика разница между амплитудой смещения контактов третьей и четвертой толщ (600 и 1200 м). Последние величины позволяют считать, что дизъюнктив уже существовал до образования третьей толщи. Вместе с тем следует отчетливо представлять себе, что указанные выше цифры относительно превышений контактов разновозрастных толщ по обе стороны нарушения являются суммой амплитуд одновременных перемещений блоков в различных направлениях. В суммарных амплитудах видимых перемещений тем больше слагаемых, чем древнее перемещаемая толща.

Однако этих данных еще недостаточно для определения истинных амплитуд перемещений блоков пород. Необходимо знать также и положение линий скольжения. Лишь после установления этих линий путем соответствующих построений, рассмотренных нами в предыдущем разделе, можно определить составные элементы смещения.

В рассматриваемом примере ориентировка линий скольжения сохранилась на протяжении всей истории развития движений по дизъюнктиву. При геологическом изучении ближайших площадей, расположенных к западу и к востоку от исследуемого участка (за пределами карты, изображенной на рис. 80), было установлено, что интересующий нас тектонический разрыв широтного простирания ограничивается двумя более древними крутопадающими на северо-восток под углом 80° параллельными северо-западными нарушениями. О том, что последние разрывы древнее широтного, мы судим на основании того, что широтный дизъюнктив наблюдается только на участке, заключенном между ними, и нет никаких признаков разлома за ограничивающими его северо-западными нарушениями. Кроме того, о более древнем возрасте северо-западных нарушений можно судить и по наблюдаемым различным амплитудам смещения более древних толщ, а также по развитию вдоль них древних интрузивных пород, которые отсутствуют в широтном разломе.

Совершенно очевидно, что линия скольжения блоков пород вдоль дизъюнктива широтного простирания будет следом пересечения плоскости этого нарушения с любым из двух, практически параллельных ограничивающих его северо-западных разрывов. Учитывая последнее обстоятельство для решения интересующей нас задачи, необходимо лишь выбрать плоскость проекции, на которой удобнее вести все графические построения и расчеты амплитуд перемещений. В связи с тем что большая часть толщ имеет пологие углы падения и многоярусное расположение, более удобна будет вертикальная плоскость проекции, параллельная простиранию широтного нарушения.

Можно было бы воспользоваться следами пересечения дизъюнктива с всяческими либо лежачими боками пачек или маркирующих горизонтов пород, выделенных в пределах каждой толщи. Наконец, можно использо-

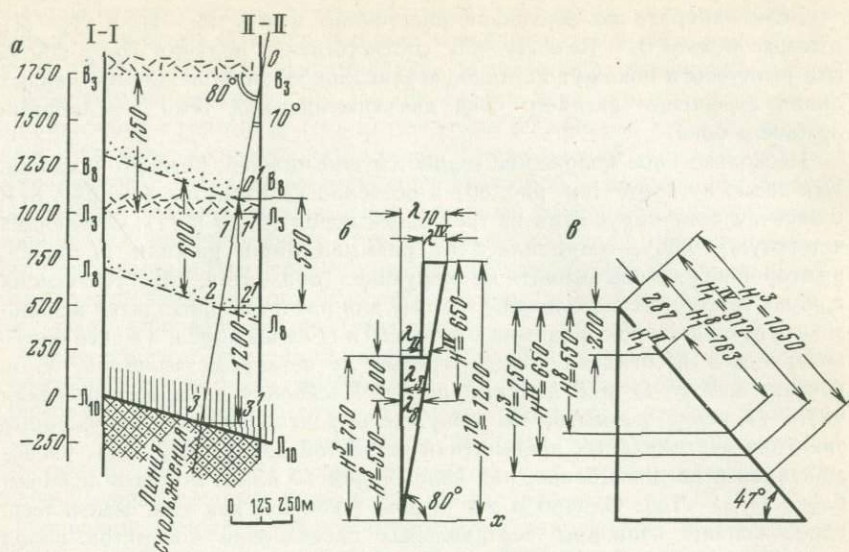


Рис. 82. Дополнительные построения к рис. 80 и 81 для расчетов амплитуд перемещений.

a — проекция поверхностей несогласий и контактов различных пачек пород, расположенных между разрезами I—I и II—II на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома; *б* — расчет сдвиговых и вертикальных перемещений; *в* — расчет вертикальных и наклонных амплитуд перемещений

вать и то, и другое. На рис. 82, *a* представлена такая проекция. При составлении ее за основу приняты два параллельных разреза I—I и II—II (см. рис. 81, *a* и *б*). Следы пересечений этих разрезов с вертикальной плоскостью проекций показаны в виде вертикальных линий, расстояния между которыми (*мл*) измерены на геологической карте (см. рис. 80).

На линии этих разрезов наносим положение точек пересечений разрыва с поверхностями несогласий разновозрастных толщ. Точки пересечения нарушения с поверхностями несогласий (или нижними контактами пачек пород, залегающими в висячем и лежащем его боках) в пределах разрезов I—I и II—II обозначим буквами Л и В с цифровыми индексами. Так, например, В₃—В₃ и В₈—В₈ будут обозначать точки, где разрезы секут следы пересечений разрыва с поверхностями несогласий, расположенных в основании 3 и 8 пачек пород, находящихся в висячем боку нарушения. Им будет соответствовать аналогичные точки Л₃—Л₃ и Л₈—Л₈, находящиеся в лежащем боку дизъюнктива. Положение этих точек можно определить по разрезам эффузивно-осадочных отложений на линиях, где эти разрезы секут вертикальную проекцию.

Соединив одноименные точки прямыми линиями, как это сделано на рис. 82, *a*, получим проекцию на вертикальную плоскость следов пересечений линий скрещения нарушения с поверхностями несогласий, расположенных в лежащем (Л₃—Л₃, Л₈—Л₈ и т. д.) и висячем (В₃—В₃, В₈—В₈ и т. д.) боках разрыва.

Если измерить по вертикали расстояния между $V_3—V_3$ и $L_3—L_3$, а также между $V_8—V_8$ и $L_8—L_8$, соответственно получим 750 и 600 м. Эти величины и покажут истинное вертикальное превышение отмеченных линий скрещения всячего бока дизъюнктива над теми же линиями лежащего бока.

Несколько иное положение создается для нижней, четвертой, толщи. Как видно на карте (см. рис. 80) и особенно на разрезах (см. рис. 81), в всячем боку нарушения из трех пачек пород (9, 10 и 11), слагающих четвертую толщу, сохранилась от размыва лишь нижняя 11 пачка, в которой не удалось выявить маркирующих горизонтов, присутствующих в обоих тектонических блоках. Поэтому для расчетов приходится использовать в лежащем боку разрыва контакт 10 и 11 пачек пород, а в всячем — поверхность несогласия между третьей и четвертой толщами, т. е. контакт между 11 и 8 пачками пород. Поскольку не известно, какая часть 11 пачки размыва, мы вынуждены взять заведомо заниженные значения вертикальных превышений четвертой толщи ($V_8—V_8$), расположенной в всячем блоке, над положением 10 пачки пород в лежащем блоке ($L_{10}—L_{10}$). Однако и эти цифры (1200 м), как уже отмечалось, вдвое больше величины вертикальных превышений контактов пород третьей эффузивно-осадочной толщи (600 м).

Ранее было сказано, что линия скольжения блоков в плоскости широтного дизъюнктива является следом пересечения нарушения северо-западного простириания. Было вычислено, что проекция этой линии на вертикальную плоскость, параллельную простирианию широтного разлома, наклонена к северо-востоку под углом 80° . Изобразив эту линию на рис. 82, а, можно рассчитать, какая же часть перемещения всех этих толщ относится за счет взбросовой и какая за счет сдвиговой амплитуд, а также восстановить историю развития перемещений по дизъюнктиву.

Поскольку положение линии скольжения не менялось в течение всех этапов перемещений, решение задачи несколько упрощается. Пользуясь приемами, разобранными в предыдущем разделе, и рассматривая последовательно видимые в настоящее время смещения контактов пород или поверхностей несогласий, мы можем определить сдвиговые и взбросовые составляющие этих перемещений. Так, взбросовая составляющая для второй толщи (третьей пачки пород) $H^3 = L_3V_3 = 0I^1 = 750$ м, сдвиговая $\lambda = 11^1 = 125$ м; для третьей — эффузивно-осадочной толщи восьмой пачки пород взбросовая составляющая $H^8 = 0^12^1 = 550$ м, сдвиговая $\lambda = 22^1 = 94$ м; для четвертой — осадочной толщи взбросовая составляющая $H^{18} = 0^13^1 = 1200$ м, сдвиговая $\lambda_{10} = 33^1 = 208$ м. Как видно из приведенных величин взбросовых перемещений, все они превышают нижний предел взбросовых перемещений первой известняковой толщи ($H = 500$ м), залегающей почти горизонтально.

Еще раз следует указать, что отмеченные амплитуды перемещений являются суммой всех перемещений по дизъюнктиву; чем древнее толща, тем больше слагаемых входило в эту сумму. Также совершенно очевидно, что для установления амплитуды и направления перемещения блоков после образования древней толщи следует вычесть из наблюдаемых амплитуд ее перемещений те амплитуды смещений, которые происходили после образования следующих, более молодых толщ.

Попробуем сделать эти вычисления, исходя из указанных выше данных. Для этого из точки O прямоугольной системы координат (x, z) на рис. 82, б проведем линию, отвечающую положению линии скольжения на вертикальной проекции (см. рис. 82, а). Как известно, в этой проекции она наклонена к горизонту (оси x) под углом 80° . По оси z , т. е. по вертикали, отложим величины взбросовых перемещений каждой толщи. Учтя, что взбросовые перемещения второй — эффузивной толщи практически равны взбросовым перемещениям самой молодой известняковой толщи, можем полагать, что смещение этих толщ связано одному этапу дислокаций. Поэтому нет смысла рисовать величины перемещений этих толщ порознь, раз они относятся к одному и тому же заключительному этапу взбросо-сдвиговых смещений.

Таким образом, последний этап перемещений не требует каких-либо особых пересчетов; он проявляется не в завуалированном виде. Сдвиговая его составляющая $\lambda_3 = 125$ м, вертикальная амплитуда взброса $H = 750$ м. Наклонную амплитуду взброса находим графически (см. рис. 82, в), как мы делали раньше, т. е. с учетом среднего угла падения плоскости дизъюнктива. Эта амплитуда составляет $H_1^3 = 1050$ м.

Вычислим, какова же была амплитуда и направление перемещения третьей — эффузивно-осадочной толщи до момента образования вышележащей толщи. Видимая в настоящее время вертикальная амплитуда взбросового смещения третьей толщи (по положению восьмой пачки) $H^8 = 550$ м; наклонная амплитуда взброса $H_1^8 = 763$ м (см. рис. 82, в), амплитуда сдвига $\lambda_8 = 94$ м. Очевидно, для выяснения истинных относительных перемещений блоков пород, имевших место до образования первой и второй толщ, из величин этих амплитуд надо вычесть значение амплитуды наиболее молодого этапа перемещения. Остается решить вопрос, как определять знаки при этом вычитании. Условимся знаком (+) обозначать взбросовые перемещения, а знаком (—) сбросовые; сдвиг влево обозначим плюсом, а вправо — минусом. Правый и левый сдвиги определяются так же, как правый и левый берег реки, т. е. если бы мы смотрели с плоскости дизъюнктива в сторону ее падения.

Произведем вычисления, принимая во внимание сказанное. Получим вертикальную амплитуду перемещения к моменту образования второй толщи $H^{11} = H^8 - H^3 = 550 \text{ м} - 750 \text{ м} = -200 \text{ м}$ и наклонную амплитуду $H_1^{11} = H_1^8 - H_1^3 = 763 \text{ м} - 1050 \text{ м} = -287 \text{ м}$. Знак минус у цифровых значений H^{11} и H_1^{11} указывает на то, что перед образованием второй толщи третья — эффузивно-осадочная толща была сброшена. Сдвиговое смещение этого же возраста будет составлять $\lambda_{11} = \lambda_8 - \lambda_3 = 94 \text{ м} - 125 \text{ м} = -31 \text{ м}$. Изменение знака здесь также указывает на смену направления сдвигового смещения, т. е. левый сдвиг сменился правым.

Отрезки, отражающие эти амплитуды, показаны на рис. 82, а и б. Вычитая векторы, следует это делать не механически, а обращать внимание на то, какие векторы вычитаются и какие они должны иметь знаки. Если вычитается больший вектор из меньшего, то должен ставиться знак большего вектора; это сразу показывает, что смещение блоков происходило в сторону, противоположную первоначальному направлению.

Теперь нам остается выяснить, какова была амплитуда и направление смещений после образования четвертой, но до возникновения третьей

толщи. Очевидно, здесь следует придерживаться тех же правил, т. е. вычесть амплитуды предшествующих перемещений. Видимая современная (суммарная) вертикальная амплитуда взброса четвертой толщи равна $H^{IV} = 1200$ м; наклонная амплитуда взброса $H_1^{IV} = 1675$ м и величина сдвига $\lambda = 208$ м. Имея эти величины и полученные ранее данные, можно решить поставленную задачу. Так, амплитуда вертикального смещения четвертой толщи до образования третьей толщи будет равна: $H^{IV} = H^{10} - H^{11} - H^3 = 1200 \text{ м} - (-200 \text{ м}) - 750 \text{ м} = +650 \text{ м}$. Знак плюс указывает на взброс. Наклонная амплитуда взброса будет равна: $H_1^{IV} = H_1^{10} - H_1^{11} - H_1^3 = 1675 \text{ м} - (-287 \text{ м}) - 1050 \text{ м} = +1050 \text{ м} = +912 \text{ м}$. Амплитуда сдвига будет равна: $\lambda^{IV} = \lambda_{10} - \lambda_{11} - \lambda_3 = 208 \text{ м} - (-31 \text{ м}) - 125 \text{ м} = +114 \text{ м}$. Тот же результат можно получить, вычитая векторные величины.

Таким образом, только в результате проведенного анализа оказалось возможным установить, что здесь было три этапа перемещений по реально существующему разлому, взятому в качестве объекта исследований. Самый ранний из них представлял собой взбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой взброса $H^{IV} = 650$ м, наклонной амплитудой взброса $H_1^{IV} = 912$ м и левым сдвигом $\lambda^{IV} = 114$ м. Второй этап был сбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой сброса $H^{II} = -200$ м, наклонной амплитудой сброса $H_1^{II} = -287$ м и правым сдвигом $\lambda_{11} = -31$ м. Наконец, заключительный, наиболее молодой этап перемещений вновь был выражен взбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой взброса $H^3 = 750$ м, наклонной амплитудой взброса $H_1^3 = 1050$ м и левым сдвигом $\lambda_3 = 125$ м.

Особенность состояла и в том, что среди перемещений завуалированным оказалось сбросо-сдвиговое перемещение, о котором вообще не было предположений и оно выявилось только при этом анализе. Проявилось оно до образования третьей толщи (P_1), но после подстилающей ее четвертой толщи (C_3), на которой пермская толща лежит несогласно.

Рассмотренный пример подтверждает одно важное правило: при определении величин истинных перемещений одних блоков пород относительно других в каждый более ранний (древний) этап развития перемещения, имеющие разные знаки, складываются, а имеющие одинаковые — вычитаются. В приведенных примерах это правило соответствует правилам алгебраических вычислений. При вычитании векторов следует также изменять знак, т. е. изменять направление вычитаемого вектора на противоположное. На приведенном чертеже (см. рис. 82, б) мы этого не делали потому, что на нем были изображены все векторы, каждый из которых являлся как величиной вычитаемой, так и величиной, из которой производили вычитание. Если бы мы разбили эти вычисления на отдельные действия, необходимые для расчета каждого отдельного этапа, пришлось бы делать несколько небольших дополнительных чертежей. Мы здесь ограничились лишь алгебраическим сложением и некоторыми общими совмещенными графическими иллюстрациями, учитывая, что со сложением векторов читатели достаточно хорошо знакомы.

Для лучшего уяснения методики анализа сложных перемещений разберем еще один пример неоднократных смещений по разрыву.

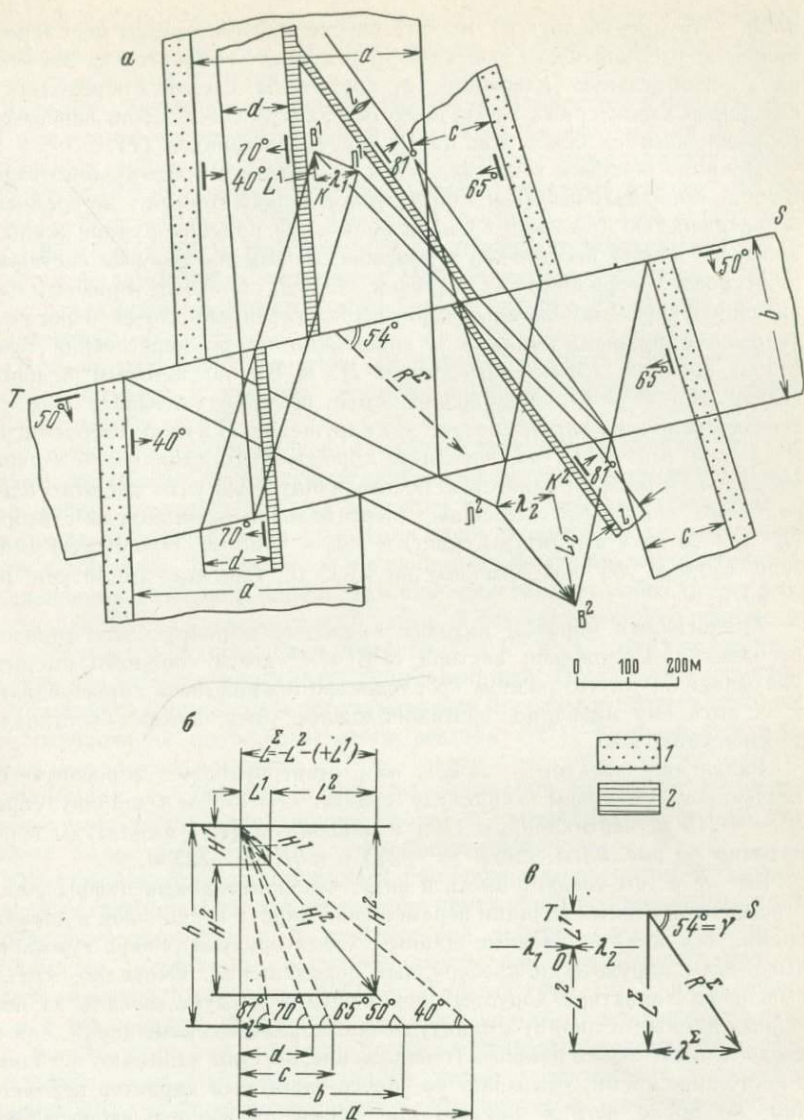


Рис. 83. Определение амплитуд перемещения пластов (1) и жил (2).

a — совмещенный план поверхности и произвольного горизонта h ; b — совмещенный разрез вкрест простирания пластов и жил, а также дополнительные построения для расчетов амплитуд, θ — сложение векторов разновременных перемещений

На рис. 83, a приведен план, где показаны выходы маркирующего горизонта песчаников, слагающих небольшую синклиналию складку. Эти песчаники смещены тектоническим разрывом (TS) северо-восточного простирания. Тот же разрыв смещает рудную жилу и ее апофизу. Изучая

план, нетрудно убедиться, что для определения амплитуд перемещений наиболее удобной будет проекция отмеченных геологических элементов на горизонтальную плоскость, а амплитуды следует определять по смещению характерных точек, представляющих собой места пересечений разрыва, висячих боков жил (2) и пласта песчаников (1).

Принцип решения таких задач мы разобрали в предыдущем разделе. Выбрав произвольный (высотой h) более низкий горизонт по сравнению с поверхностью (см. рис. 83, а) и зная углы падения рудной жилы, ее апофизы, пласта песчаников и разрыва, на том же рисунке составляем план нового горизонта и получаем, таким образом, горизонтальную проекцию двух совмещенных горизонтов. Установив следы пересечений разрыва с рудными жилами и продолжив их до пересечения между собой, получим характерные точки L^1 и V^1 , по которым и найдем вектор $L^1 - V^1 = R^1$. Положение этого вектора указывает нам, что перемещение жил характеризует это нарушение (TS) как взбросо-сдвиг. Разложив вектор R^1 на проекцию сбросовой составляющей (ширина взброса $L^1 = 55$ м) и сдвиговую составляющую λ и учтя масштаб плана, получим числовые величины вертикальной амплитуды взброса ($H^1 = +75$ м) и амплитуды сдвига ($-\lambda_1 = -85$ м). Наклонную амплитуду взброса H_1^1 находим по рис. 83, б, где эта амплитуда равна 90 м.

Аналогичным образом находим смещение маркирующего горизонта песчаников. Положение вектора $L^2V^2 = R^2$ этого сложного смещения указывает на то, что разлом TS следовало бы называть сбросо-сдвигом, т. е. дать ему название, противоположное тому, которое установлено по смещению жил.

Разлагая вектор L^2V^2 на сдвиговую и сбросовую составляющие, получаем амплитуду сдвига $\lambda_2 = 110$ м и ширину сброса $L^2 = -215$ м; вертикальную (H^2) и наклонную (H_1^2) амплитуды сброса находим по рис. 83, б, где $H^2 = -250$ м и $H_1^2 = -325$ м.

Вместе с тем следует иметь в виду, что приведенные цифры еще не отражают истинных величин перемещения пласта песчаников в дорудное время, так как полученные данные характеризуют собой суммарные амплитуды дорудных и послерудных перемещений. Очевидно, что для выяснения характера дорудных перемещений следует вычестить из полученных данных величину амплитуды послерудных перемещений, как это мы делали несколько раньше. То положение, которое занимают песчаники в настоящее время, указывает на сбросо-сдвиговый характер перемещения, но после него в послерудное время произошел взбросо-сдвиг, который уменьшил амплитуду прежнего сбросового движения. Очевидно, вертикальная амплитуда сброса в дорудное время равна: $H = -H^2 - (+H^1) = -250$ м $- 75$ м $= -325$ м; наклонная амплитуда сброса равна: $-H = -H_1^2 - (+H_1^1) = -325$ м $- 90$ м $= -415$ м.

Как видно на рис. 83, а, сдвиговая составляющая послерудных смещений представляет собой правый (—) сдвиг а суммарная сдвиговая составляющая дорудных смещений является левым (+) сдвигом.

Очевидно, истинная амплитуда сдвига в дорудное время будет равна: $\lambda_s = \lambda_2 - \lambda_1 = 110$ м $+ 85$ м $= 195$ м.

Таким образом, дорудное смещение представляло собой сбросо-сдвиг, составляющие амплитуды которого равны: $-H_5 = -325$ м; $-H_1 = -415$ м и $\lambda_2 = +195$ м.

Зная эти данные, мы можем определить и положение линии скольжения в дорудное время. Очевидно, проекция линии скольжения на горизонтальную плоскость (см. рис. 83, в) будет представлять собой гипотенузу (R^2) прямоугольного треугольника, катетами которого будут: $L^2 = L^2 - L^1 = -215$ м $- 55$ м $= -270$ м и $\lambda_2 = \lambda_2 - \lambda_1 = 110$ м $- (-85$ м) $= +195$ м. Нам известны две последние величины (L^0 и L^1), по которым легко найти гипотенузу (R^2). Измерив угол между линией простирания разлома и вектором R^2 (угол γ , см. рис. 83, в), найдем, что он равен 54° .

Отложив угол $\gamma = 54^\circ$ от линии простирания разрыва TS на рис. 83, а, получим истинное положение проекции линии скольжения на горизонтальную плоскость.

Из сказанного вытекает еще одно следствие. Предположим, что нам удалось обнаружить на плоскости нарушения дорудные штрихи и борозды скольжения, следовательно, их проекции на горизонтальную плоскость должны бы быть параллельны проекции линии скольжения, установленной путем вычислений. Вектор же R^2 не указывает нам направления каких-то определенных движений блоков, так как представляет собой сумму двух перемещений — дорудных и послерудных. В данном случае его положение мало отличается от положения векторов R^1 и R^2 , но в других конкретных случаях эти отличия могут быть существенными. Поэтому в рассматриваемых случаях не должны образовываться борозды и штрихи скольжения, отвечающие положению этого вектора (R^2), который отражает сумму нескольких движений.

Напомним, что борозды и штрихи скольжения возникают в каждый конкретный момент перемещения блоков и характеризуют только этот момент, но не могут отражать суммарных движений.

Отметим и другой важный момент. Если обнаружены штрихи и борозды дорудных перемещений, мы не в праве немедленно использовать их для определения амплитуд этих перемещений, находя следы пересечения разлома со смещенным слоем, как это делали при решении простых задач (однократных перемещений). Использовать эти данные можно лишь в тех случаях, когда пласты «возвращены» в прежнее положение, т. е. в то, которое они занимали до проявления этих поздних смещений. Последние замечания мы сделали с целью предупредить возможные ошибки, которые могут возникнуть при механическом применении тех или иных приемов вычислений.

Несомненно, что в природе будут встречаться самые разнообразные комбинации данных, по которым придется определять амплитуды перемещений, происходивших на разных этапах развития изучаемого разреза. Предугадать их трудно и вряд ли целесообразно. Нам представлялось, что важнее дать лишь некоторые основные положения для подхода к решению таких задач.

В заключение мы еще раз подчеркнем несомненную наглядность и достаточную точность графических методов определения амплитуд как простых (разработанных А. И. Молчановым в 1937 г.), так и сложных

перемещений (разработанных И. П. Кушнаревым в 1947 г.). Получив навыки графических построений, каждый геолог легко сможет решать достаточно сложные задачи, связанные с выяснением истории развития тектонических разрывов, затрачивая на это, в общем, немного времени.

В заключение мы считаем также необходимым предостеречь читателей от использования формул А. И. Молчанова, предложенных им для расчетов амплитуд перемещений и пропагандируемых в некоторых книгах [26], так как они неверны. Этот вопрос подробно рассмотрен И. П. Кушнаревым [18]. Суть основных возражений состоит в том, что в них не учтено положение линии перемещения блоков, кроме того, имеются и другие ошибки.

5. Обобщение результатов перемещений по разломам

Изображение разрывов на картах и специальных схемах — вещь обычная и всем известная. На одних они разделяются по рангам, на других — по возрасту начального образования и чаще не имеют подразделений. Мы считаем, что различные виды делений разломов, безусловно, важны, и если схемы, отражающие подобные деления, дополнить данными о типах и амплитудах перемещений, ценность их увеличится. Если же накопился достаточно представительный материал, позволяющий отразить перемещения для ряда последовательных этапов развития, очевидно, что его следует показать на бланковых картах для характеристики каждого этапа развития региона. Однако при этом возникает вопрос, что изображать — результаты перемещений этого периода деформаций или суммированный результат всех перемещений на данный этап развития (включая и его), сняв лишь последующие, более молодые перемещения? Нам представляется, что если есть материалы для отражения каждого из этих вариантов, необходимо учитывать оба, так как они несут свою интересную информацию. Если нет такой возможности, приходится довольствоваться схемой с суммарными амплитудами ряда этапов перемещений. При этом выбор уровня высотной координаты, от которой следует откладывать степень приподнятости одного блока относительно других, зависит от исследователя. По нашему мнению, за этот уровень следует принять современный уровень моря и современное положение тектонических блоков и с этого конца «раскручивать киноленту» событий в обратном направлении, зная, что уровень моря сегодняшний мог существенно отличаться от прошлого, и каков он был, мы не знаем. Нам кажется, именно в этом предполагаемом подходе есть возможность приблизительно определить прошлые уровни и сравнить их с современным, тем самым подойти другим путем к вопросам палеогеографии и палеогеоморфологии в сравнимых координатах. В свою очередь палеосхемы, построенные на основе анализа типов осадков, размещения их мощностей и фаций в пространстве (что обычно делается всеми без учета блокового строения на этот период) будут являться некоторым контролем при сопоставлении палеотектонических схем для одного и того же времени, точнее его отрезка, обычно

приходящегося на период тектонической перестройки территории, сопровождаемой и палеогеографической перестройкой, и созданием нового рельефа к началу следующего периода развития. Так, например, зная современное положение тектонических блоков относительно уровня моря и амплитуды их перемещений за четвертичный период, можно восстановить картину на конец неогена. Если при этом имеются данные о размещении морских и континентальных отложений конца неогена, а также возможности судить о палеорельефе на основе размещения этих отложений и их фаций, мощностей и других данных, мы получаем хорошие возможности для сравнения результатов и взаимной корректировки тектонических и палеогеографических схем. При независимости подхода при определении палеогеографии и надежности данных можно будет судить об изменении современного уровня моря относительно прошлого его положения в конце неогена или другого периода, для которого делались такие сопоставления. Этот анализ открывает нам новые возможности и сулит новые интересные выводы.

Как сказано выше, мы за составление двух тектонических схем на выбранный временной рубеж. На одной из них необходимо показать, что произошло во время последней эпохи перемещений, а на второй, — каково суммарное перемещение каждого блока к этому рубежу времени. Без этого могут быть потеряны важные черты тектонического развития. Допустим, например, что до последних смещений какой-то тектонический блок был поднят по взбросу, а затем его перемещение было сбросовым, но меньшим по суммарной амплитуде прежних противоположных перемещений. В этом случае, не имея тектонической схемы последних движений, а лишь общую схему суммарных перемещений блоков, мы не заметили бы этого сбросового перемещения и считали бы всегда это нарушение взбросовым. То, что такие случаи имеют место, нами показано на разборе реального примера (см. рис. 80—82).

Кроме того, составляя такие схемы, можно показать, какие из разломов в этот период не имели смещений и не влияли в данный период на осадконакопление, а какие оказали весьма существенное влияние. На схеме можно также отразить разломы, появившиеся впервые или вовсе прекратившие свое существование, будучи залеченными, «запаянными» внедрившимися интрузивами или гидротермальными образованиями, а также многие другие варианты развития конкретных структур. Это позволит говорить не вообще о масштабности этих структур, имея в виду часто лишь одну их характеристику — длину и иногда мощность зон разломов, — но и учитывать амплитуды перемещений в разные периоды и перемены знаков этих смещений и т. д. Только такие данные позволят судить о роли конкретных разломов и масштабности их влияния на развитие земной коры в разные исторические эпохи.

Например, такая работа была проведена нами с возрастающей информацией в 1961, 1969 гг., а также [17] в Кураминской металлогенической зоне Средней Азии. Собранный материал позволил рассмотреть следующие взаимосвязи:

- 1) разломы и осадконакопление, включая эффузивную деятельность;
- 2) разломы и складчатость;

3) характер перемещений по разломам в разные этапы развития Кураминской зоны;

4) разломы и размещение интрузивных массивов и даек;

5) разломы и размещение эндогенной минерализации.

Главной практической и научной целью этих исследований был детальный анализ палеотектонической и палеогеоморфологической картины на период образования подавляющей массы эндогенных месторождений для установления палеоповерхности, синхронной рудообразованию, и выяснения глубин ее послерудного размыва вплоть до образования современного рельефа. Все это было показано на специальной карте глубин эрозионных срезов, методика построения которой наиболее детально изложена в монографиях [17, 18] и более кратко — в 1961 г. В ее основу были положены:

1) геологическая карта масштаба 1 : 50 000, составленная под нашим руководством и с участием, с разреженными горизонтами рельефа (через 50 м);

2) многочисленные геологические разрезы того же масштаба;

3) схемы размещения мощностей различных, залегающих несогласно друг на друге, свит;

4) данные о складках в различных толщах;

5) наиболее полные сведения об амплитудах и направлениях перемещений по разломам в различные этапы их развития;

6) данные о времени формирования массивов интрузивных пород (особенно близких к возрасту руд) и их влиянии на развитие складчатости и разломов и другие геологические сведения, в том числе о составе толщ, позволяющие судить об условиях осадконакопления и палеогеографических условиях того времени, для которого необходимо установить положение и морфологию искомой поверхности земли.

Карта эрозионных срезов строилась в том же масштабе, на той же топографической основе, что и геологическая карта. На топооснову с геологической карты были перенесены все разломы, массивы интрузивных пород того же тектоно-магматического цикла развития, что и эндогенные месторождения и рудопроявления и (отмечено карандашом) положение геологических разрезов.

На геологических разрезах с учетом всех перечисленных выше материалов отображалось положение нулевой позднермской поверхности Земли, синхронной времени рудообразования. Эта нулевая поверхность отражает не уровень пермского моря, а положение поверхности Земли относительно современного уровня Мирового океана. При этом за нулевую искомую поверхность нами принимался самый верхний горизонт верхнепермских отложений, поскольку незначительный и неравномерный размыв этих отложений за сравнительно короткий период образования руд при спокойном почти платформенном режиме того времени был небольшим, не превышающим неизбежных ошибок, связанных с определением как вероятных мощностей самой свиты, так и складчатых и глыбовых перемещений блоков по разломам. Совершенно очевидно, что положение нулевой позднермской поверхности наиболее легко было определить для тех тектонических блоков или площадей, на которых сохранились верхнепермские отложения и, следовательно,

лишь учесть степень сохранности разреза, что позволяла нам сделать схема размещения мощностей свит. Складчатые деформации и перемещения контактов этих отложений по разломам позволяли нам учесть геологическая карта, разрезы к ней и расчеты амплитуд перемещений. Такие районы, в которых сохранились верхнепермские отложения, составили 1/4 часть изученной территории Кураминской зоны. Подобная благоприятная обстановка встречается, конечно, нечасто.

В тех районах или блоках, где эти отложения отсутствовали или были размыты, привлекался весь арсенал перечисленных выше сведений и был выполнен тщательный анализ всех данных: изменение фаций и мощностей свит, их размещение в пространстве, несогласия и степень размыва свит, строение складок, амплитуды перемещений по разломам и т. д. и таким путем на разрезах устанавливалось положение этой нулевой поверхности и переносилось на карту эрозионных срезов.

Как видно из сказанного, основой для выявления нулевой поверхности являлись геологические разрезы. Их количество и направление определялось в каждом конкретном случае с тем расчетом, чтобы по ним можно было установить элементы залегания этой поверхности, ее высотное положение относительно современной земной поверхности и все те перемещения, которые она испытала по всем изображенным на геологической карте разломам. Составляя разрезы, не следует забывать, что они должны быть построены на точных профилях с обязательной проверкой соответствия этих разрезов в местах их пересечения, для устранения частой ошибки геологов, привыкших к вольному изображению, скорее идеи геологического строения, чем к стремлению показать истинную структуру района в данном сечении. В таких пересекающихся разрезах высотные отметки искомой поверхности должны совпадать.

Выяснить положение позднепермской нулевой поверхности в некоторых блоках весьма сложно, и ее положение в таких случаях оказывается приблизительным.

Внимательный анализ положения этой поверхности на разрезах показал, что она достаточно проста и представляет собой серию пологих волн складок большого радиуса кривизны, рассеченных разломами, по которым перемещены их контакты. Последние на разрезах, без больших погрешностей, можно расчленить на серию моноклинальных полос со свойственными им элементами залегания и вычислить амплитуды перемещений. После того как было выяснено положение нулевой поверхности, на разрезах были проведены через 500 м (в масштабе карты) параллельные ей линии, отмечающие глубины ее эрозии с отметками — 500, — 1000, — 1500 м и глубже. Там, где линии с этими отметками утыкаются в рельеф разреза, их переносим на составляемую карту глубин эрозионных срезов и пишем эти отметки. Теперь, имея серию этих отметок по разрезам в каждом тектоническом блоке и вычисленные элементы залегания нулевой поверхности, уже нетрудно построить линию пересечения таких (последовательно и параллельно опущенных с интервалом в 500 м) поверхностей с рельефом местности, т. е. так, как строят выход пласта на поверхность Земли, имея точку выхода и элементы его залегания.

ния. В результате таких построений была получена карта эрозионных срезов (или глубин размыва) позднепермской поверхности. Эта карта внешне сходна с геологической картой согласно залегающих пачек пород с постоянной мощностью, равной 500 м, образующих пологие волны складок, рассеченных разломами на серию блоков.

Каждый интервал между изолиниями глубин эрозии был закрашен определенным цветом по тому же принципу, как это делается в геологии, т. е. чем глубже эрозия, тем темнее тон. В результате мы получили наглядную карту которая позволила отчетливо видеть соотношения блоков, установить глубину залегания интрузивного комплекса и особенно диапазон глубин образования различных типов эндогенных месторождений и глубины эрозии каждого конкретного объекта, установить предельный геотермический градиент этого района в позднепермское время и другие закономерности.

Выделение глубинных уровней или диапазонов, в которых развиты определенные группы (сообщества) руд, имеет прямое практическое значение для определения перспектив поисков и оценки найденных объектов в том числе «слепых», не выходящих на дневную поверхность, не только в данной металлогенической зоне, но и в других регионах, на основе проведенных нами сопоставлений. Кроме того, эта карта позволяет выявить палеогеогеологические условия.

Рассматривая в 1973 г. различные стороны геотектонического развития Земли, В. Е. Хаин разделил разломы на ранги, в основном ориентируясь на размеры и амплитуды перемещений, и особое внимание обратил на глубинные разломы. Из обзора сведений по последним особенно хорошо видно, насколько ничтожны сведения о времени их возникновения, амплитудах перемещения, и как разноречивы и противоположны эти сведения. Так, например, по разлому Сан-Андреас (с простиранием СЗ 320°), который считается самой изученной крупной (длиной 900 км) структурой, горизонтальные перемещения оцениваются одними исследователями в 370 км, другими в 580 км. И то, и другое не увязывается с тем, что на севере он сопрягается с широтным разломом Горда того же возраста и не смещает его. Не меньше противоречий и по другим аналогичным структурам. Типы разрезов и установление изофациальных зон, по которым обычно оцениваются эти сдвиговые перемещения оказываются не очень надежными реперами, так как получены они по результатам редких маршрутов при мелкомасштабном картировании. На приводимых схемах не показано ни одного разлома, расчленяющего оба блока на многочисленные блоки разных порядков, причем среди них есть и такие, которые влияли на характер осадконакопления (тип разреза) и амплитуды перемещения, по которым они весьма существенны и поддаются вычислению. Пренебрегать ими нельзя, ибо блоки по обе стороны глубинных разломов не монолитные. Как крупные, так и меньшие по значимости нарушения, утыкаясь в другие системы или рассекая их, создают такую основательную анизотропию, что любые новые деформации ведут к разрядке напряжений не во всей этой глубинной структуре, а ее частях, создавая условия для автономности перемещений этих более мелких блоков, что, кстати, хорошо картируется и поддается расчетам

Х. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

1. Основные положения

Вопросам трещинной тектоники посвящено большое число работ, перечислить которые невозможно. Среди работ советских геологов основополагающими остаются книги А. В. Пэка [33 и др.], в которых вместе с изложением теоретических основ хорошо показана и практическая их значимость. Практической направленностью характеризуется работа В. А. Невского [24], в которой он обобщил многочисленные свои исследования, а также данные других авторов. В ней он предупреждает геологов, собирающих материалы по трещинной тектонике, о необходимости зорко смотреть, что является естественно трещиноватостью, а что результатом взрывных работ, выявляющих ослабленные места пород, а также трещиноватость, связанную с выветриванием. Поскольку трещиноватость часто определяет локализацию руд, это нашло должное отражение в учебнике Г. Ф. Яковлева [40], посвященном структурам рудных полей и месторождений, как, впрочем, и другим структурам, определяющим положение полезных ископаемых.

Современное состояние теории образования разрывов изложено А. Воробьевым с учетом интересов геологов и в ряде других работ и отражено в начале книги.

Из иностранных исследователей, которые оказали особенно большое влияние на многие поколения геологов, явились работы Г. Клооса, нашедшие как большое число сторонников (А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, В. А. Невский и др.), так и противников (Б. Зандер, Э. Зюсс, А. В. Пэк, Л. Г. Поспелов, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин, В. М. Крейтер и др.), спор которых временами вспыхивает вновь.

Несмотря на крупные успехи в развитии физики твердого тела, все исследователи единодушны в том, что на сегодняшний день нет удовлетворительной теории или гипотезы образования трещин и их сочетаний. Прежде всего это связано с тем, что в лаборатории невозможно создать сложные природные условия, и человек не обладает таким временем, каким располагала природа. Законы подобия, имитирующие естественные геологические условия, не найдены, поведение материала в опытах идеализируется как независимое от времени и строго разделяется на упругое и пластическое, а сами деформации рассматриваются как однородные; фактически они таковыми не являются, особенно в слоистой толще, состоящей из пород разного состава и с различными физико-механическими свойствами. Эта анизотропия свойств увеличивается после проявления первой же деформации, а также метаморфизма пород и наложения новой деформации с иной ориентировкой напряжений и следующих деформаций иного плана. Деформировался ли материал, будучи в сухом или влажном состоянии, тоже немаловажно. Поэтому предсказать поведение материала пород при столь сложных условиях практически невозможно. Геолог же имеет задачу «раскрутить» ленту событий в противоположном направлении и установить, какие и когда произошли события и при каких условиях. Идеализируя и упрощая,

это иногда удается сделать, в том числе прибегая к понятию об эллипсоиде деформаций, который приложим только к однородным телам. Крайней степенью такой идеализации однородности пород и одинаковости положения напряжений на протяжении всей истории развития Земли являются нереалистичные представления о планетарной трещиноватости. Число этих систем у разных авторов разное, но на этом вопросе нет смысла долго останавливаться.

По Д. Гриффитсу и А. Рейду, следует, что образование разрывов сплошности пород (трещин и разломов) сопровождается выделением энергии, значение которой возрастает с размерами трещин. Образование разрывов в твердых телах сопровождается волновыми процессами, энергия которых проявляется в форме землетрясений. Хрупкое разрушение рассматривается как процесс внезапный, лавинный, катастрофический, наступающий при некотором критическом напряжении или как непрерывно развивающийся процесс, который начинается при любом малом внешнем напряжении, когда возникновение зародышевых трещин и их релаксация (залечивание) идут одновременно в разных частях тела, но преобладающий рост первых ведет, в конечном счете, к внезапному распаду тела на несвязанные части. Особенно опасны устья трещин, где концентрируются перенапряжения. В хрупких телах пластическая деформация затруднена, хотя даже при хрупком разрушении всегда имеется местное пластическое течение материала. При больших скоростях нагружения в хрупких телах присходят разрывы межатомных связей без заметной пластической деформации.

Как бы ни оценивали скорость распространения трещин разные исследователи (от половины скорости света до скорости звука), в геологическом отношении — это миг, величина неощутимая, и поэтому считать, что этому процессу трещинообразования синхронен и равен по продолжительности процесс медленного изменения гидротерм, создающих разностадийные руды, нерезонно. Большую скорость образования трещин не следует также прямо связывать с их длиной, так как она будет определяться особенностями среды, что было нами показано на развитии раздвиговых структур, в которых трещины обычно коротки и гаснут у экранов пластичных пород. Пример разной длины и независимости систем трещин виден и в диапировых структурах — одна система развита во внутреннем ядре, другая, независимая, за пределами облегающей его зоны брекчий и милонитов.

Как было отмечено, вода изменяет условия деформаций пород и способствует метаморфическим их превращениям в новые породы с другими физико-механическими свойствами. В обыденной практике хорошо известны результаты переувлажнения, которые ведут к резкому росту оползневых перемещений крупных объемов пород. Этим же можно объяснить интенсивные и многократные перемещения по трещинам и разломам блоков пород и многократные дробления минералов, ибо они идут в условиях насыщенности этих полостей гидротермальными растворами, или, например, большую частоту трещин и расщепление в породах более глинистых (но не глинах) и высокопористых: мергелях или мергелистых известняках, сланцах и т. д.; а не в массивных известняках, амфиболитах, интрузивах и т. п. С этим же, отчасти, связано и

более легкое возобновление перемещений по старым разломам и трещинам, чем образование новых разрывов.

Известно, что повышение температуры уменьшает прочность пород. Поскольку геотермический градиент значительно выше в геосинклинальных зонах Земли (от 20—80 до 150°/км), чем в платформенных (1—5°/км), следовательно, в первых будут легче осуществляться деформации пород. До определенного предела процессом, ведущим к упрочнению пород, будет рост литостатической нагрузки, т. е. давления столба вышележащих пород. Так, например, граниты на глубине 20 км (где давление около 550 МПа) будут выдерживать наибольшие скальвающие напряжения (735 МПа), в то время как у поверхности Земли (где литостатическое давление равно нулю) их скальвающее напряжение составляет только 150 МПа. С дальнейшим ростом глубин давление падает и на глубине 60 км (по С. Мацушима, Р. Аффену и А. Жессопу) скальвающие напряжения для гранитов окажутся нулевыми. Значительные скальвающие напряжения выдерживают базальты в более широком диапазоне глубин: у поверхности Земли оно составляет 270 МПа, на глубине 40 км достигает максимума — 1060 МПа, а на глубине 200 км оно падает до нуля. С ростом литостатической нагрузки меняются не только прочностные свойства, но и пористость, которая к 4,5 км (где давление около 100 МПа) приближается к нулю, а на глубине 10—12 км (по Ф. Адамсу и П. Бриджмену) резко сокращается и трещиноватость, исчезая к глубине 20—21 км.

В первых разделах книги была показана роль времени и скорости роста нагрузки. Длительность нагрузки ведет к «усталости» материалов и к тому, что с ростом времени в тех же материалах деформации идут при существенно меньших напряжениях. При возрастании давления и температур это ведет к метаморфизму и перекристаллизации пород, приспособляющихся к новым условиям, и возникают новые породы, лишенные признаков деформаций. Такие примеры были нами приведены ранее. Мы не станем дальше останавливаться на этих вопросах и перейдем к тому, что должен учитывать геолог, изучая трещинную тектонику.

Прежде чем измерять видимые в коренном обнажении трещины, геолог обязан присмотреться к их морфологическим признакам и решить вопрос, являются ли они тектоническими или принадлежат к коре выветривания и чем выполнены эти системы, каково их поведение при переходе той же трещины или серии их из одних пород в другие, что отмечается в полевом дневнике. Для составления представительной диаграммы трещин необходимо измерить около 100, максимум 200 трещин без выбора, подряд, с таким расчетом, чтобы эти замеры относились к однородным породам. Чтобы правильно отобразить системы трещин разных простираний, необходимо, как рекомендует А. В. Пэк, в направлениях поперек выявленных систем иметь такое же сечение, как и в других аналогичных направлениях. Тогда относительное количество трещин этого направления, приходящееся на равновеликое сечение, правильно отразит на диаграмме процентные соотношения плотностей максимумов разных систем трещин. Измеряя их горным компасом с ошибкой $\pm 2^\circ$, не следует округлять их значения до 5° ; удобнее записывать их простирания, направления падения и угол падения, а не только

азимут и угол падения. Это удобнее потому, что не требует пересчетов при нанесении вертикальных замеров трещин и позволяет легче ориентироваться в пространстве. На основе замеров составляются диаграммы трещиноватости. Для этой цели на сетку В. Вульфа накладывается восковка, булавкой скрепляется с центром сетки (чтобы не «разболтался» центр, наклеивается кусочек бумаги или лейкопластыря), очерчивается внешний круг и отмечаются черточками север и юг. Северная стрелка выделяется. Затем поворачиваем восковку вокруг центра на тот азимут простирания, который записан для первой трещины, совмещаем северную стрелку с ним, на горизонтальном диаметре сетки ставим точку слева или справа от центра в зависимости от того, в какую сторону и под каким углом падала эта трещина. Например, простирание 340° , падение СВ, угол 30° ; совместив стрелку «север» с 340° , с простиранием справа на горизонтальной линии ставим точку, соответствующую углу 30° . Сама точка отражает перпендикуляр к трещине, проходящий через центр полусферы. Не трудно заметить, что для удобства на горизонтальном диаметре сетки углы наклона даны не для наклона этого перпендикуляра, а для трещины; также это сделано и для нанесения нормалей к плоскостям спайности слюды и других минералов при нанесении данных микроструктурного изучения их ориентировки. В самом деле, допустим, что трещина вертикальна, следовательно, нормаль к ней горизонтальна и на диаграмме (на полусфере) эта нормаль проткнет полусферу на линии ограничивающей ее окружности, и казалось бы здесь следует написать 0° , но это неудобно, так как тогда пришлось бы вести утомительные и небезошибочные пересчеты, вычисляя дополнительный угол $90 - \alpha$. То же самое сделано и для спайности. На этом мы остановились потому, что когда наносят оптические оси, оси деформаций, борозды скольжения или аналогичные другие элементы — там все остается без указанных условий, как есть в действительности (чем и отличаются обе шкалы на горизонтальной оси). Каждая плоскость трещины (или спайности в микроструктурном анализе) отражается одной точкой. Нанеся все трещины (лучше под диктовку кого-либо, так как это намного быстрее), необходимо вычислить плотность размещения этих точек для выявления распространенности систем. Для этой цели на точечную диаграмму накладывается новая восковка, делается окружность, ставятся штрихи «север» и «юг» (не лишне отметить «запад» и «восток») и наглухо скрепляется с первой восковкой и с сеткой. Сверху восковок на ось нанизывается палетка Пронина (см. прилож. 2) и начиная, например, с севера (совместив риски палетки с чертой «север»), считая число точек, приходящихся на крайний полукружок палетки, а сосчитав, к ним прибавляют то их число, которое приходится на недостающую, диаметрально противоположную часть такого же кружка, и в центре обоих равновеликих кружков ставят одинаковое общее число подсчитанных замеров (отмечая его точкой и записывая данные другим цветом). В остальных (полных) кружках считают точки, которые в них находятся (в том числе и попадающие на линию окружности), и опять в центре кружков записывают их число. Как показано на палетке, после подсчета числа точек в каждом кружке, кратном 10° (отличающихся от других, крат-

ных 5° , но с шагом в 10° между ними), делают поворот палетки вокруг центра на 10° , и для кружков, удаленных от центра (т. е. от 90 до 50°), ведется тот же подсчет числа точек. Для более близких к центру (для $40-20^\circ$) этот подсчет делается только при повороте палетки на 20° вокруг центра, а для самых близких к центру — через 30 или 60° (как указано на палетке). Этим достигается то, что каждая точка тяготеющая к соседним центрам, попадает в подсчет достаточное число раз, сгладив картину. После того как сделан полный оборот палетки, также аналогично считаем число точек, попадающих в кружки, кратные 5° , и лишь в самом центре, в кружке до 0° , завершаем этот подсчет. Имея теперь на верхней восковке цифровую диаграмму и не забыв подписать тот текст, который записан в заголовке точечной диаграммы, т. е. где, в каких породах и сколько замерено трещин, начинаем изображать плотность точек в изолиниях. Для чего необходимо рассчитать сколько точек составляют $1/2$; 1 ; 2 ; 3 или более процента плотности и в зависимости от наиболее высоких чисел точек выбирается «шаг», с учетом которого и рисуются изолинии путем интерполяции между соседними значениями. Количество градаций видно на любой подобной диаграмме, сделанной для трещин или оптических осей (стиль их один). На периферии круга, куда выходят некоторые изолинии, мы должны иметь их эквиваленты (продолжение) на диаметрально противоположной части диаграммы. Это делается просто. Вычерченную в карандаше черновую диаграмму насаживают на ось сетки Вульфа и выбрав, например, горизонтальный диаметр сетки, совмещают одну такую из горизонталь и смотрят, есть ли ее продолжение на другом конце этого диаметра. Если нет, то выясняют причину ошибки и исправляют то или другое ее положение на этом диаметре. Далее штрихуют или ставят точки и другие знаки, как это сделано на рис 84 с таким расчетом, чтобы большим значением отвечал бы и более темный общий тон максимума. Центры тяжести максимумов дают нам средние значения той или иной системы, а плотность — распространенность этих трещин в сравнении с другими. Последовательное увеличение плотности записывается так, как показано, например, на рис. 23, б. По ширине максимума можно определить дисперсию колебаний простирааний и углов падений трещин.

Итак, зная морфологические особенности: прямолинейность, выдержанность элементов залегания, протяженность, поведение при пересечении разных пород, характер поверхностей трещин (плоские, гладкие или шероховатые, занозистые, скорлуповатые и т. д.), а также сопряжены ли они с другими, оперяют ли какую либо систему трещин или разломов, региональные или проявлены локально чем

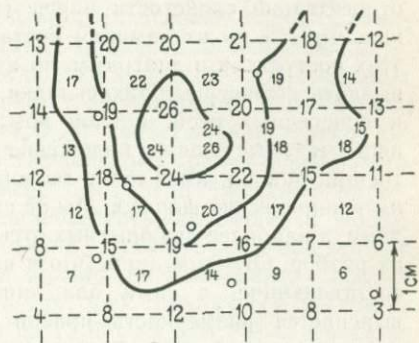


Рис 84. Построение изолиний плотностей трещин (оптических осей и т. д.) путем интерполяций

выполнены и т. д. и т. п., можно размышлять об их генезисе, возрасте, соподчиненности и связи со складчатыми или иными деформациями пород, если это тектоническая трещиноватость, или выявлять их особенности, связанные с другим происхождением.

Обработка микроструктурных диаграмм делается таким же способом. Мы против иногда рекомендуемых к составлению роз-диаграмм. Они неудобны потому, что не отражают углов падения и плотностей; их применение — анахронизм. Можно согласиться с их употреблением при нанесении сети разломов, дешифрованных по космосъемкам, где нельзя установить углы падения разломов.

Изучение трещиноватости имеет не только теоретическое, но и практическое значение: вопросы фильтрации, развития карста, наличие штокверковых руд, где важно знать частоту жилков в объеме 1 м^3 (удельную трещиноватость), степень раздвигания и соответственно выполнение трещин. Положение ведущих систем минерализованной трещиноватости имеет важное значение для выбора правильной системы опробования и разведки, для подсчета запасов руд и т. д. Изучение трещиноватости и трактовка их диаграмм будут всесторонними, логичными и обоснованными только тогда, когда они делаются на геологической основе, учитывают этапы и особенности геотектонического развития территории и состава слагающих ее пород; поэтому даже априори можно сказать, что в силу разного развития регионов и даже отдельных участков не может быть совершенно стандартной системы трещин и абсолютно схожих диаграмм трещиноватости. Сравнивая и объединяя диаграммы, мы имеем в виду сходство главных черт таких диаграмм. Как складываются диаграммы, показано в разделе «Микроструктурный анализ». Здесь мы остановимся на некоторых методиках, которые, по мнению их авторов, имеют специальное назначение.

Изучение трещин платформенных областей Е. Н. Пермяков пытался представить в качестве особой методики, считая, что трещины возникли в связи с эпейрогенезом. Силы, создающие каждую систему, перпендикулярны к ним, а частота трещин пропорциональна растягивающим усилиям. Трещины разделяются Е. Н. Пермяковым по положению относительно слоистости пород (на поперечные, продольные и диагональные), а по их замерам составляются розы-диаграммы. На основе этих постулатов и диаграмм, по мысли Е. Н. Пермякова, можно, якобы, выявить флексуры, брахискладки, вычислить величины их продольных и поперечных осей, наклон крыльев, высоты поднятий, напряжения, испытываемые слоями, положение разломов и даже предсказать системы трещин района, имея лишь геологическую карту и серию предлагаемых им эмпирических формул. Мы не станем терзать читателей этими формулами, а наиболее любопытных отсылаем к нашей работе [18], где дается их разбор. Отметим лишь, что в них вкладываются не взаимосвязанные составляющие, а сами они лишены элементарной логики, и когда выясняется размерность правой и левой частей практически любой формулы, их абсурдность становится еще более очевидной (например, в левой части $\text{кг}/\text{см}^2$ или $\text{см}^3/\text{кг}$, в правой — меры длины и т. д.).

Г. Клоос считал, что существуют первичные трещины, присущие только гранитоидным массивам, связанные с тектонической активностью

магмы при ее внедрении и становлении массивов. При этом, по Г. Клоосу, возникали полосчатое расположение полевых шпатов и слюд, якобы отражающих течение магмы, и стандартная трещиноватость в виде пологих, хорошо выдержанных, параллельных гранитному своду трещин *L*, крутых протяженных прямолинейных трещин *Q*, поперечных массиву и перпендикулярных к своду и таких же протяженных, перпендикулярных им продольных трещин *S*, а также иногда развитой системы диагональных трещин *D* (сколовых трещин Мора), якобы позволяющей определить форму массива, направление течения магмы при ее внедрении и положение действующих сил. Кроме того, им отмечалось иногда развитие краевых надвигов у крутых контактов массива и пологих сбросов в апикальной их части. Частные возражения и более разносторонние и полные критические разборы системы взглядов Г. Клооса и их обоснования показали несостоятельность таких взглядов. Так, в 1925 г., т. е. три года спустя после появления работы Г. Клооса, изучая тот же Хауценбергский массив, Зюсс писал, что в нем и в окружающих породах трещиноватость одинакова и нет в гранитах специфических трещин. Эту же особенность отмечал Г. Л. Пospelов для ряда массивов Сибири, а нами в Рудных горах было обнаружено, что ступенчатая форма контактов массива и положение его апофиз обусловлены трещиноватостью вмещающих пород, существенная часть которых прослеживается в массиве гранитов. Причем вся эта трещиноватость наблюдается далеко за пределами зоны контактового метаморфизма, связанного с гранитами. Иначе говоря, трещиноватость в них унаследовала древнюю. В других массивах отдельные системы трещин не развиты или развиты слабо, что связано с особенностями нового этапа деформаций.

Отсутствие какой-либо связи формы массива с его трещиноватостью установил А. В. Пэк для Хибинского массива, что подтверждается и нашими исследованиями, при которых дополнительно было выяснено, что она унаследует трещиноватость докембрийских окружающих пород, а основным системам трещин соответствует положение разломов, утыкающихся в Хибинский массив, что еще раз свидетельствует о той же унаследованности древних разрывных структур.

Одинаковость трещин в гранитах и кристаллических сланцах отмечал Б. Зандер в 1927 г., и число таких примеров можно умножить. Отметим лишь, что бывают случаи, когда в массивах и в их контактовых роговиках трещиноватость отличается от трещиноватости окружающих пород района, т. е. является независимой и свойственной только им. Так, например, нами при изучении Джидинского гранит-порфирового массива (Забайкалье) в 1943 г. была выявлена мелкая крутопадающая во всех направлениях трещиноватость, характерная только массиву и его приконтактным роговикам, резко отличающаяся от трещиноватости пород вдаль от него и хорошо увязывающаяся с деформациями при складчатости (см. рис. 25, б; 26, б, в). Вместе с тем она совершенно не похожа на системы трещин по Г. Клоосу и в то же время не является кольцевой, концентрически расположенной трещиноватостью, где постепенно меняются элементы залегания наблюдаемых трещин, образуя дуговидные формы, что нами еще раз было проверено в 1967 г., когда массив был еще больше вскрыт карьером. Кроме того, в апикаль-

ной части этого куполовидного интрузива имелись редкие трещины (полого падающие к центру массива и выходящие в роговики), к которым приурочен ряд жил и даек пегматитов и аплит-порфиров. Эта система не нашла отражения на диаграмме (была задавлена массой крутопадающих трещин) и представляет собой типичные краевые надвиги, смещающие контакты массива на десятки сантиметров. На этом примере еще раз видно, что статистика хороша лишь для массы; индивидуальность в ней исчезает как величина не значимая, что ведет к потере информации и ряда закономерностей. Все системы трещин хорошо увязываются с вертикальным тектоническим воздействием не застывших частей магмы на отвердевшую часть массива и его роговики, когда отсутствовали какие-либо преобладающие тангенциальные давления, что характерно для орогенного этапа развития этой территории, когда тектоническая активность магмы могла проявить себя как ведущая сила, расклинивая вмещающие породы.

Аналогичная картина трещиноватости была выявлена для Бештау (Северный Кавказ) В. И. Малышевым. Иначе говоря, в магматических породах нет той стандартной и в то же время характерной только для гранитов системы трещин, о которой говорит Г. Клоос. Все без исключения критиковавшие эту методику отмечали пренебрежительное отношение к изучению трещиноватости пород, вмещающих массивы, они именуется «рамой», на чем и кончается их характеристика.

А. В. Пэком, нами и другими отмечалось несоответствие трактовки трещин принципам сопротивления материалов и полное игнорирование исторического подхода к изучению массивов. Так, например, трещины Q и S совершенно сходны по морфологии и протяженности и должны быть отнесены к сколовым трещинам, однако трещины Q Г. Клоос относит к отрывам. Систему пологих трещин L его последователи (Р. Болк, А. Дорн, Е. Лджунгер и др.) считают контракционной, сам Г. Клоос в поздних работах объяснял их появление за счет снятия нагрузки с массива.

Обобщая материалы разных исследователей, Г. Ф. Яковлев [40] отмечает, что некоторые из них положение трещин L рассматривают как отражение изотерм остывающего массива и прогретых ими пород. В качестве примера приводится, по М. Осипову, участок Спокойнинского массива Восточного Забайкалья, который нам известен по личным наблюдениям. В нем имеется куполовидный выход пегматоидных гранитов, в котором в первых 10—15 м от эндоконтакта видны слюдяные прослои мощностью до 10 см и редко больше, прослеживающиеся на несколько метров, редко на первый десяток метров. В период нашего пребывания еще наблюдался верхний контакт пегматоидных гранитов со сланцами, в которых видна слоистость, с элементами залегания которой совпадали сам контакт и особенно прослой слюдитов, полностью повторяющих куполовидную складчатую структуру. На всей значительно превосходящей части этого крупного массива не видно ничего подобного, и нет признаков пологих трещин L . Заметим, кстати, что пологих трещин как таковых нет и в этом куполе, но наличие слюдитов — пород иных физических свойств создает возможность легкого раскалывания по

их контактам. К такому обманчивому выводу о наличии трещин ведет и выветривание пород с разными физико-механическими свойствами, хотя трещин на их контактах может и не быть. В характеризуемом массиве нигде не отмечалось какой-либо закономерной ориентировки кристаллов полевых шпатов, т. е. признаков «течения»; они располагаются беспорядочно. Иначе говоря, то что описано как контракционная структура, фактически есть результат гранитизации сланцев пегматоидной магмой в куполе, и там мы теперь видим теневые структуры бывших пород на этом месте.

Таким образом, без знания, как возник массив, была ли там гранитизация или нет, мы не можем решать и вопросы его внутренней структуры. Мы уже отмечали, что на Памире нами наблюдались очень сложные складчатые и разрывные нарушения, сохранившиеся в виде псевдоморфоз в плотных, монокристаллических гранитах, где трещиноватость независима от указанных выше прежних структур.

Привлечение мыслимых изотерм остывающих массивов для объяснения контракционной трещиноватости да и других систем трещин, подобных L или Q , якобы оказывающих влияние на их ориентировку, несомненно не только из-за умозрительности, но и потому, что это противоречит всем приведенным выше фактам — одинаковости систем во вмещающих породах, удаленных от массивов, унаследовавших при новых деформациях более древнюю трещиноватость вмещающих их пород. Там, где массивы и роговики имеют свою особую трещиноватость, она никак не связана с их формой. Если принять во внимание приводимые Г. Ф. Яковлевым [40] объяснений некоторых геологов лестничных структур Березовского месторождения (Урал), как типового объекта проявления такой контракции, то, очевидно, изотермы должны бы следовать контактам даек, а не быть им поперечными, как и объясняемые таким путем лестничные жилы. Кроме того, этому объяснению противоречит то, что приводится нами несколько ниже.

Проще (без привлечения изотерм) подходили к объяснению причин возникновения трещин отрыва вмещающих лестничные жилы П. И. Кутюхин, М. Б. Бородаевская, Н. И. Бородаевский и др, считающие, что наибольшие абсолютные численные значения усадки при остывании магмы будут вдоль простирания даек, и поэтому поперек их возникли контракционные трещины. Однако и это объяснение не логично, противоречиво и не дает ответа на коренные вопросы структуры Березовского месторождения и аналогичных ему объектов. Оно, как и изотермы, не может объяснить: почему контракционные трещины отрыва должны быть поперечными и вертикальными, а не залегать под разными углами наклона, имея всевозможные простирания, поскольку усадка 1 м^3 застывающей магмы, гомогенной во всех направлениях, одинакова.

Почему частота трещин (и жил) максимальна в меридиональных крутопадающих дайках и сокращается при выполаживании этих даек, или когда дайки имеют северо-восточное и северо-западное простираение, а в очень редких широтных дайках жил нет? Почему независимо от изменчивости залегания даек лестничные жилы (и трещины) сохраняют одинаковое субширотное простираение и крутое падение? Почему в дайках разных районов мира, где наблюдаются интрузивные, припаивные

контакты, нет лестничных или своих систем трещин, а наблюдаются те же системы, которые развиты и во вмещающих породах разного генезиса и состава? Почему редкие сколовые трещины, изредка содержащие тонкие жилки, закономерно сочетающиеся с лестничными трещинами отрыва, должны считаться генетически разными системами (сколы — тектоническими, а отрывы — контракционными), а сам тип структуры отнесен к плутоно-тектоническому? [40]. Кроме того, лестничные трещинные структуры (сопровождаемые и сколовыми) широко развиты в деформированных осадочных породах. Только в том случае, если в их разрезе имелось чередование хрупких и пластичных пород, в хрупких породах возникали указанные трещины, а пластичные играли роль «смазки» и гасили их. Естественно, здесь о контракции говорить не приходится.

Логичные ответы на поставленные вопросы возможны только при допущении тектонических деформаций и наличии отмеченных выше закономерностей и условий их образования. Подробнее это рассмотрено в разделе о раздвигах.

В последнее время стало модой привлекать контракцию в качестве механизма образования трещинных структур на рудных полях. При этом часто забывают, что она способна создать только трещины отрыва, а не протяженные сколовые трещины, и тем более зоны сколов и разломов с милонитами и т. д. Без рассмотрения тектоники окружающих массивы пород и сравнительного анализа всех материалов грамотно решать вопросы трещинной тектоники нельзя, а навязывание стандартной схемы Г. Клооса есть запрограммированный застой в этой области науки и уход от реальности к эфемерным надуманным закономерностям.

Парадоксально, что во всей печатной литературе, посвященной интрузивным массивам, где контракции приписывается образование «горячих», «холодных» трещин или трещин без этих эпитетов, отсутствуют факты, доказывающие их присутствие только в остывающих массивах, а также различие между «холодными» и «горячими» трещинами, и что их нет в окружающих вмещающих породах, включая и удаленные от них. Далее читателя пытаются увлечь однобокими расчетами об уменьшении объемов при остывании и уверениями, что реализация этого изменения обязана быть только в виде трещин и каверн (опять без доказательств). Как нами уже отмечалось ранее [18], в таком стиле это преподнесено М. А. Осиповым в работе 1974 г., в которой на основе коэффициентов расширения минералов и температур плавления рассматриваемых типов пород (для гранитов 1000° и основных пород около 1200° C) показано, что их усадка при остывании должна составить 8—9 % объема — величину внушительную. При этом делается недопустимый (но он дается как само собой разумеющийся) вывод о том, что это изменение объема проявится в виде контракционной трещиноватости и лишь отчасти образования каверн и пустот. Однако фактического полевого материала о наличии такой специфической трещиноватости массивов, характера ее залегания, отличий от трещиноватости вмещающих пород и т. д. М. А. Осипов не дает. Нет у него и характеристики эндогенных образований — метасоматические ли они или действительно выполняют пустоты, а также показа соответствия объемов усадки и

объемов эндогенных образований. Кроме того, он обходит молча доводы, приведенные Э. Ингерсоном еще в 1959 г. о том, что крупных изменений объемов / близ поверхностных и глубинных интрузивов не будет потому, что при их остывании отгон летучих компонентов внутрь остывающих массивов приведет к избыточному давлению магмы (а в близповерхностных массивах даже к ее ретроградному кипению с возможным выбросом растворов со взрывом) и что оно помимо компенсации усадки будет стремиться расширить камеру (по расчетам на 0,05 %).

Если даже допустить отмеченное М. А. Осиповым изменение объема, то это не значит, что оно обязано проявиться в виде систем контракционных трещин и крупных, локальных, как бы собранных воедино, пустот и каверн (по желанию исследователя), а не в виде усадки массивов и компенсирующей ее усадки окружающих пород, поскольку обычные контакты массивов интрузивные, припаянные, а не сорванные. В то же время заметных концентраций пустых пространств, необходимых для создания хотя бы небольших месторождений, в какой-то мере соизмеримых с процентом их усадки, никто не наблюдал.

Подобные соображения высказывал в 1948 г. о контракции и С. Д. Хьюлин. Если бы все было так, как пишет М. А. Осипов, то металлурги и другие специалисты вместо нормальных литых изделий выпускали бы только брак. Здесь стоит вспомнить пример изготовления стеклянной заготовки для линзы телескопа, которую охлаждали в специальной «рубашке» около 2,5 лет, чтобы она не дала указанных дефектов; природа же обладала несравненно большим временем для застывания интрузивов. Пример М. А. Осипова в качестве доказательства контракции — остывание металла в тигле с образующимися клиновидными трещинами и кавернами у поверхности и его краев, совершенно не пригоден и допустим только для остывания лавовых потоков, где действительно возникают подобные трещины и то обычно не в самой верхней пузыристой и глыбовой части лав. Если же принять во внимание, что гранитоиды и некоторые другие породы застывают в глубинных условиях, а также могли возникнуть в процессе метасоматических преобразований осадочных, эффузивно-осадочных и других пород, то вопрос о контракционной трещиноватости отпадает сам собой.

В этом отношении одним из первых Б. Зандер справедливо заявил, что к изучению массивов и их трещиноватости следует подходить так же, как к изучению метаморфических пород, применяя и микроструктурный анализ.

Итак, мы считаем, что контракционная трещиноватость имеется в покровах эффузивных пород и некоторых экзогенных образованиях, что нашло отражение и в предложенной нами классификации разрывных нарушений. Вместе с тем мы считаем, что нет условий ее проявления в массивах застывших на глубине или в породах, испытавших метаморфические и метасоматические преобразования. Не всегда контракция повинна в образовании столбчатой отдельности, похожей или практически не отличимой от часто наблюдаемой в базальтах, которая развита только в пределах мощности потока и прерывается у его контактов. Никто еще не объяснил, почему она временами имеет винтообразные

формы, резко меняет на коротких расстояниях залегание от вертикального до горизонтального и почему она обычна для базальтов и практически не развита в остальных типах пород. Наблюдаемая нами отдельность дацита на Итурупе (Курильские о-ва) с 4—5 и шестигранниками, ограниченными вертикальными, очень выдержанными трещинами, производит полное впечатление тектонической — сколовой трещиноватости. Такой же вид имеет и столбчатая отдельность, описанная В. А. Невским [24] для эффузивных кварцевых порфиров в районе Алатанги (Средняя Азия), которую наблюдали и мы, но развитую в локальном участке и не характерную для резко преобладающей области распространения этих же самых пород. Во всех этих вопросах еще нет ясности и эта проблема требует к себе специального внимания.

Подводя итог сказанному, мы считаем, что нет особых методик и подходов для изучения трещинной тектоники и вообще трещиноватости пород любого генезиса. Методика есть и должна быть одной, которая учитывает весь арсенал геологических данных, включая историю развития региона, не замыкаясь на узком объекте и не рассматривая его в отрыве от окружающей среды. В вопросах трещинной тектоники есть много пробелов и мало детальных, кропотливых и дотошных исследований, требующих наблюдательности и значительного времени. Не ожидая при этом больших выводов и зная трудности, геологи часто уходят от этого вопроса.

2. Методы выявления палеотектонических полей напряжений

Выявление полей (или систем) напряжений, связанных с прошлыми тектоническими процессами и происходящими сейчас, можно сделать с помощью геолого-структурных, сейсмологических, микроструктурных, петрофизических и специальных исследований. Результаты этих работ используются при моделировании геологических структур, сейсмическом районировании, изучении тектоники отдельных регионов и отчасти рудных полей и месторождений.

Задача выявления ориентировки главных палеотектонических полей напряжений для изучаемой территории достаточно сложна и требует выяснения истории геологического развития этой площадки, главным образом установления этапов и стадий деформаций.

Наиболее распространенные типы складок — складки скольжения с изгибом (или складки продольного изгиба) и складки, образованные в результате действия вертикально или радиально действующих сил (складки поперечного изгиба).

Поле напряжений при изгибе слоя, вызванном горизонтальным сжатием, определяется тем, что траектории сжимающих напряжений σ_1 стремятся занять положение, параллельное оси сжатия, а траектории растягивающих напряжений σ_3 приближаются к вертикальному положению, параллельному осевым поверхностям складок (рис. 85). Траектории σ_2 параллельны шарнирам складок.

В складках продольного изгиба со скольжением местное поле напряжений на участках перегиба может отличаться от общего напряженного

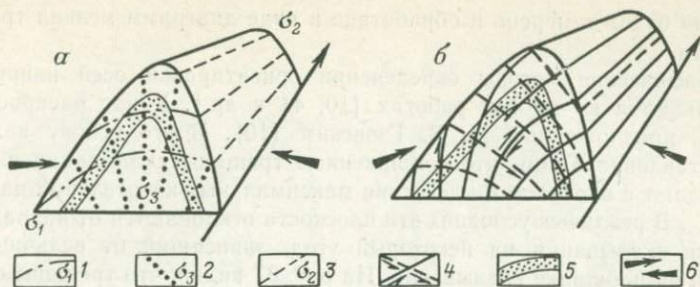


Рис. 85 Общее напряженное состояние в антиклинали (а), образованной путем продольного сжатия, и вызванная им система трещин (б)

1—3 — траектории (1 — сжимающих σ_1 , 2 — растягивающих σ_3 , 3 — промежуточных σ_2 напряжений), 4 — системы трещинных поверхностей; 5 — слоистость; 6 — направление сжимающих сил (по М. В. Гзовскому)

состояния. Это зависит от мощности слоев и их состава. Чем мощнее слой, чем больше их вязкость, тем межпластовые скольжения будут протекать труднее.

Если складки образованы за счет поперечного перегиба слоев, вызванного вертикальными движениями, то в типичном случае траектории сжимающих напряжений σ_1 приблизительно перпендикулярны к слоям, траектории σ_2 — параллельны слоям и оси складки, а траектории растягивающих напряжений σ_3 — примерно параллельны слоям и перпендикулярны оси складки (рис. 86).

Анализ тектонических разрывов также позволяет выяснить ориентировку осей главных нормальных напряжений. Для этого прежде всего при полевых наблюдениях выявляют тип разрыва, относят его к категории сколов и отрывов. Для выявления систем или полей напряжений удобнее использовать мелкоамплитудные разрывы (с амплитудой перемещения по ним менее 10 см) и трещины. Они развиты повсеместно, однако изучение их надо проводить на небольших площадках, дабы объективно и статистически достоверно выявить трещины в пределах структурно однородного участка и в одинаковых породах. Вместе с тем установление поля напряжений, в котором образовались разрывы, будет тем достовернее, чем больше разрывов будет изучено, чем больше

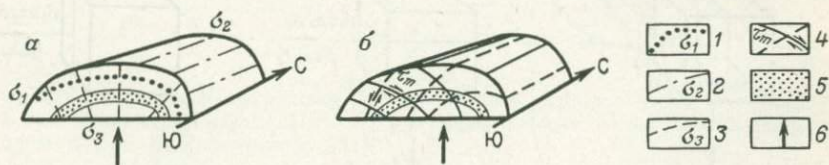


Рис. 86. Общее напряженное состояние в антиклинали (а), образованной путем поперечного изгиба, и возникшая в ней система трещин (б)

1—4 — траектории (1 — сжимающих σ_1 , 2 — растягивающих σ_3 , 3 — промежуточных σ_2 , 4 — касательных τ_{max} напряжений) 5 — слоистость, 6 — направление действующих сил (по М. В. Гзовскому)

трещин будет замерено и обработано в виде диаграмм мелкой трещиноватости.

Графические методы определения ориентировки осей напряжений описываются во многих работах [10, 41 и др.]. У нас распространен метод, предложенный М. В. Гзовским [10]. В его основу положено представление о том, что сопряженные трещины скалывания в общем совпадают с плоскостями действия максимальных касательных напряжений τ_{\max} . В реальных условиях эти плоскости отклоняются от направления трещин скалывания на некоторый угол, зависящий от величины сил трения на площадке скалывания. На рис. 87 видно, что трещины отрыва перпендикулярны к направлению наибольших растягивающих напряжений, а сколовые трещины развиваются под углом к ним по двум сопряженным направлениям. Необходимо еще в поле установить, являются ли эти системы сколов одновозрастными и действительно сопряженными, т. е. возникшими в условиях действия одного и того же поля напряжений.

Линия пересечения двух сопряженных трещин скалывания соответствует положению оси σ_2 (алгебраически средней оси главных нормальных напряжений). Остальные две оси — σ_1 и σ_3 лежат в одной плоскости, перпендикулярной к σ_2 и делят пополам углы между сколовыми трещинами, т. е. являются биссектрисами двух двугранных углов между поверхностями сопряженных разрывов (рис. 88). При образовании одновозрастных сопряженных систем трещин скалывания биссектриса меньшего (острого) угла между ними была осью σ_1 , а биссектриса

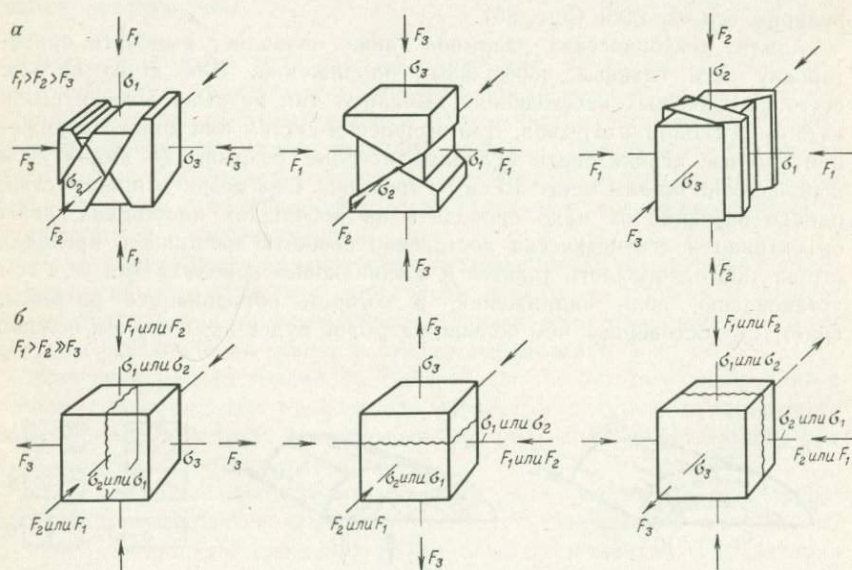


Рис. 87. Разные напряженные состояния и соответствующие виды разрушения кубического образца породы под влиянием трехосной системы сил F_1 , F_2 , F_3 . а — сжатие по трем направлениям — разрушение путем скалывания; б — сжатие по двум направлениям, растяжение по третьему — разрушение путем отрыва (по В. Ярошевскому)

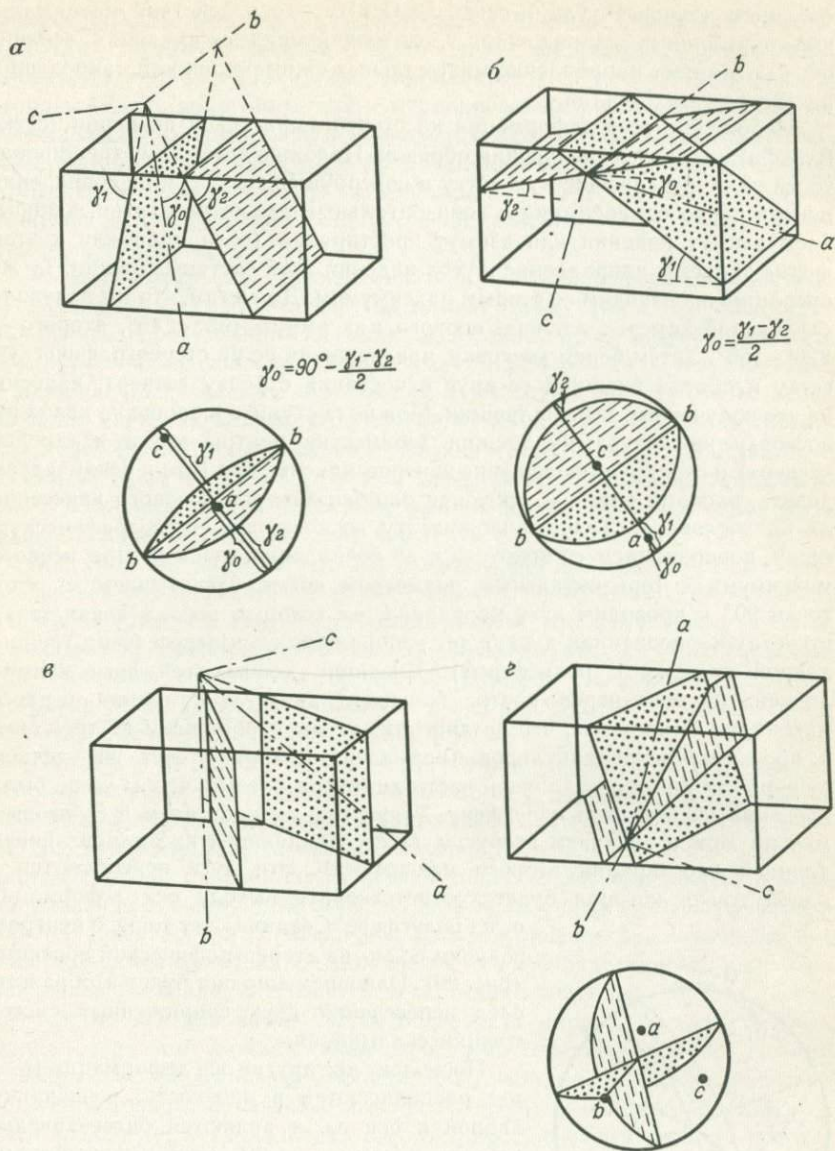


Рис. 88. Блок-диаграммы плоскостей сопряженных разрывов и соответствующих им осей напряжений $\sigma_1(a)$, $\sigma_2(b)$, $\sigma_3(c)$ и стереографические проекции на нижнее полушарие, по В. Ярошевскому [41].

a — сбросы; b — взбросы; v — сдвиги; z — сбросо-сдвиги. γ_1 и γ_2 — углы падения плоскостей сопряженных разрывов; γ_0 — угол наклона биссектрисы двугранного угла между поверхностями сопряженных разрывов

большого (тупого) угла — осью σ_3 . Ось σ_1 — ось действия максимальных нормальных напряжений, т. е. наибольших сжимающих усилий; ось σ_3 отражает направление минимальных сжимающих или наибольших растягивающих усилий.

Положение осей деформаций на стереографической проекции (сетке Вульфа) находится следующим образом. Наложив диаграмму трещиноватости на стереографическую сетку и повернув ее вокруг оси до совпадения центра первого максимума с горизонтальным диаметром сетки, записываем азимут падения или азимут простириания (если привыкли к этой форме записи), направление и угол падения этой системы трещин. Ту же операцию производим со вторым максимумом. Допустим, что мы получили следующие замеры: аз. пад. первого максимума $135^\circ < 45^\circ$, второго — $220^\circ < 60^\circ$. Затем берем восковку, накладываем ее на стереографическую сетку и обведя внешний ее круг и поставив стрелку «север», наносим на нее полученные замеры трещин. Можно поступить и проще — наложим восковку на диаграмму трещин (совместив центры круга и стрелки «север») и скопируем положение центров максимумов (что и рекомендуем делать, экономя время и исключая ошибки замеров и нового нанесения их на восковку). Далее, положив эту восковку на стереографическую сетку, поворачиваем ее вокруг оси до совпадения точки центра первого максимума с горизонтальным диаметром сетки, отсчитываем от этой точки 90° и проводим дугу меридиана, на которую попала новая точка отсчета (нарисованная дуга будет изображать след пересечения трещин данной системы с полусферой). Соединив концы этой дуги прямой линией, идущей через центр, получим линию простириания первого максимума. Напомним, что на диаграммах мы изображаем не трещины, а проекцию перпендикуляров (нормалей) к ним, отсчет 90° делаем от нормали в сторону длинной части диаметра потому, чтобы у нас была проекция на верхнюю полусферу. Точно так же поступаем и со вторым максимумом и получаем вторую дугу с соединяющей их прямой линией (линией простириания второго максимума). Эти дуги пересекаются в одной точке, которая будет соответствовать выходу оси деформаций

σ_2 на полусфере. Соединив эту точку с центром, получим ось σ_2 на стереографической проекции (рис. 89). Одновременно она будет изображать след пересечения двух сопряженных систем трещин скальвания.

Поскольку две другие оси деформаций (σ_1 и σ_3) располагаются в плоскости, перпендикулярной к оси σ_2 , и являются биссектрисами острого и тупого углов между плоскостями скальвания, находим их следующим образом. Совмещаем точку выхода оси σ_2 на полусфере с горизонтальным диаметром сетки и отсчитываем в сторону длинной части этого диаметра 90° , находим точку, приходящуюся на какой-то меридиан, который и изображаем на восковке. Это будет след пересечения искомой плоскости с полусферой. На этой линии и должны

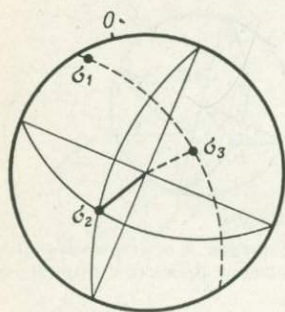


Рис. 89. Схема определения ориентировки осей напряжений по двум сопряженным системам трещин

лежать выходы осей σ_1 и σ_3 , которые и находим, повернув восковую так, чтобы концевые части дуг секущихся сопряженных плоскостей образовывали бы одинаковые углы, расположенные в обе стороны как от широтного, так и меридионального диаметра стереографической сетки. Точки, где эти диаметры пересекают дугу, будут точками выхода на ней осей σ_1 и σ_3 . Соединив эти точки с центром полушеры, мы получим их вид в этой проекции. Остается лишь указать положение этих осей, т. е. биссектрисой острого угла должна быть ось σ_1 , а тупого σ_3 .

В дальнейшем, при проявлении пластической деформации, острый угол при оси максимального сжатия σ_1 может стать тупым, т. е. происходит как бы «разворот» трещин скалывания. Поэтому очень важно еще в поле при изучении морфологии трещин искать признаки, свидетельствующие о наличии пластических деформаций (выжимание пластических пород из одних мест и нагнетание их в другие, изменение углов наклона трещин при переходе в породы с другими физико-механическими свойствами — от острых углов в хрупких к тупым в пластичных). Эти признаки в сочетании с изучением общей структуры района позволяют более точно установить положение главных осей сжатия и растяжения.

Здесь следует сказать, что мы излагаем методы нанесения сколовых плоскостей и определения осей деформаций, вытекающие из методики нанесения трещин и других кристаллографических элементов, а не более сложным и во многом непривычным путем, предложенным М. В. Гзовским, где требуется поворот на 90° сетки Вульфа. Подробнее изложение методики М. В. Гзовского изложено в его работах [10 и др.], а также во многих других руководствах [22, 40].

Помимо этого, практическое использование методики М. В. Гзовского осложняется рядом трудностей, из которых в первую очередь следует отметить методы выделения сопряженных систем сколовых трещин. М. В. Гзовский [10] приводит следующие признаки сопряженности систем трещин: их слияние, взаимное пересечение, противоположность направления смещений, постоянство угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичная распространенность, аналогичное и одновозрастное минеральное заполнение. Но неопределенность ряда этих признаков очевидна, особенно в тех распространенных случаях, когда на участке замеров наблюдается более двух парных систем сколовых трещин. При этом каждая такая пара по постоянству угла между ними и взаимному пересечению в одинаковой мере могла рассматриваться как сопряженная. В качестве выхода из неопределенности П. Н. Николаев предлагает устанавливать сопряженность системы трещин, используя асимметрию максимумов на диаграммах, особенно наглядно заметную, по его мнению, на прямоугольной диаграмме — матрице, строки которой соответствуют углам падения трещин, а столбцы — азимутам падения.

Как было сказано раньше, элементы залегания системы трещин определяются по центру максимума диаграммы. Это модальный, т. е. с наибольшей частотой встречаемости, показатель П. Н. Николаев предлагает дополнить показателями разброса (дисперсии). По его наблюдениям, кроме обычного отклонения элементов залегания каждой

конкретной трещины от центра максимума существует явно выраженная асимметрия в рисовке максимумов, что им связывается с действием какого-то систематического фактора, вызывающего преимущественное отклонение в ориентировке трещин. Он также считает, что положение длинной оси асимметричного максимума не зависит от неоднородностей породы (сланцеватости, слоистости, крупных разрывов и т. д.). Соответственно сказанному, образующиеся трещины скалывания должны быть симметричны только относительно осей главных нормальных напряжений, а разбросы ориентировок трещин в пределах каждого максимума этих сопряженных трещин обязаны отражать действие одного поля тектонических напряжений и быть симметричными к тем же осям. Причиной разброса, по его мнению, являются первые же трещины этих систем, создающих анизотропию породы.

Методика П. Н. Николаева применима при замерах в однородных изотропных породах. В случае же замеров в слоистых толщах различного состава возникает вопрос — почему анизотропия, связанная с появлением первых сопряженных трещин скалывания определяет этот разброс, а уже существовавшая анизотропия самих пород, наличие слоистости, сланцеватости и разломы не имели влияния? Доказательств этому нет и их нельзя ожидать, ибо хорошо известно из полевых наблюдений, что трещины преломляются при переходе из хрупких в более пластичные породы и что любая анизотропия прочностных свойств пород будет определять положение разрывов сплошности пород там, где затрата энергии на образование трещины будет наименьшей, или разрядка напряжений происходит по существующим трещинам, сланцеватости, слоистости и т. д., усиливая их выражение, если их положение оказывается близким к тому, которое обязаны занять возникающие трещины при новой деформации. Поэтому как ни кажется заманчивым заявление П. Н. Николаева о том, что если максимальный разброс двух систем трещин скола направлен в противоположные стороны от острого угла между ними, то такая пара трещин является сопряженной, а биссектрисой этого угла будет σ_1 — ось максимального сжатия. Использование этой методики ограничено.

Таким образом, ахиллесовой пятой методики (М. В. Гзовско-го) установления полей напряжений по системам сопряженных сколовых трещин остается доказательство их одновозрастности и сопряженности. По постоянству или изменчивости полей напряжений судят об особенностях деформаций за определенный короткий отрезок времени, а также выявляют кинематику деформаций при последовательной смене полей напряжений во времени.

Использование штрихов и борозд скольжения для определения перемещений ведется с давних пор. Они же привлекались и для определения наиболее поздних полей напряжений. Так, В. Д. Парфенов [27, 28], В. Ярошевский [41] и другие исходят из того, что в сопряженных трещинах скалывания штрихи и борозды скольжения располагаются в плоскости деформации σ_1 — σ_3 симметрично этим осям.

Из сказанного достаточно отчетливо видно, что охарактеризованная методика приложима лишь к частным случаям — наличию пар сопряженных трещин скалывания и поэтому вследствие своей ограниченности

она имеет вспомогательный характер. Без нее можно обойтись, анализируя другие деформационные структуры (в частности, см. примеры анализов на рис. 26, 61 и 71).

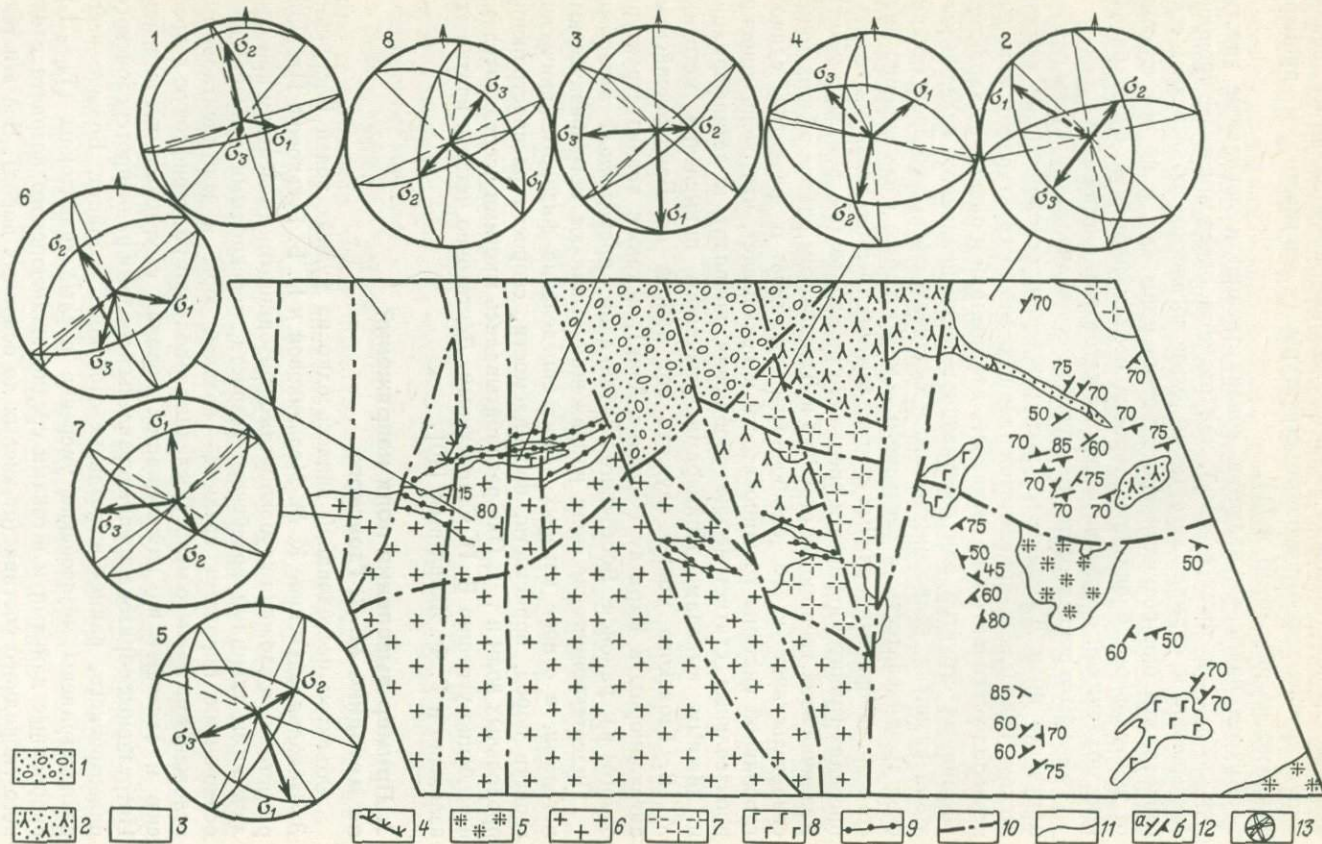
Другим примером является анализ трещин в локальном участке (см. рис. 71 и текст к нему), где развиты разновозрастные трещины скалывания и отрыва, которые находят логическое объяснение, если считать, что они возникли при действии пары сил, и по обе стороны от центрального блока ориентировка осей деформаций будет разной и не объяснимой с позиции осевого сжатия или растяжения.

Ранее было показано, что общегеологический анализ структуры района и рудного поля Джидинского месторождения, основанный на историческом подходе и привлечении данных микроструктурного анализа, позволил установить многоэтапность деформаций и разных по характеру трещинных структур для собственно геосинклинального, каледонского этапа развития, сопровождавшегося складчатостью, с которой связана своя трещиноватость, и орогенного — мезозойского с совершенно иной сетью разноориентированных крутопадающих трещин, развитых только в пределах гранит-порфиров и ореоле его роговиков (см. рис. 26 и текст). Различие этих трещинных структур в Джидинском районе одновременно свидетельствует и об ошибочности взглядов о развитии единой, глобальной системы трещиноватости и показывает, что очень широкие произвольные статистические обобщения приводят к дезинформации и ложным выводам. Примерами успешного применения методики М. В. Гзовского может служить его работа по Байджансайскому антиклинорию в Каратау (Средняя Азия), а также анализ структуры одного из районов Восточного Забайкалья, проведенный авторами.

Палеотектонические поля напряжений выявляют петрофизическими методами, в основе которых лежит определение физико-механических свойств пород, пористости, проницаемости, скорости распространения продольных волн и т. д. Они разрабатывались многими исследователями и особенно успешно В. И. Старостиным. Достаточно четко и кратко это изложено и Г. Ф. Яковлевым [40].

3. Пример выявления поля напряжений по методике М. В. Гзовского

Объектом исследований явилось одно из рудных полей Восточного Забайкалья, изученное К. М. Мельниковой и Н. Б. Гуськовой. Площадь рудного поля сложена глубокометаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами архейского возраста, перекрытыми вулканогенно-осадочными породами средней — поздней юры и континентальными отложениями раннего мела. Последние заполняют палеорифтовую депрессию и залегают на нижележащих породах с угловым несогласием. Интрузивные образования представлены породами раннепротерозойского, палеозойского, ранне- и позднемезозойского возраста. Больше всего распространены мезозойские умеренно кислые гранитоиды ($T_2 - J_3$), прорванные дайками и штоками средне-позднеюрского возраста сложного гибридного состава (от кислых до основных пород). Все эти тела образуют субширотный пояс малых интрузий, совпадающий с простираанием региональной тектонической зоны.



Положение рудного поля контролируется узлом пересечения этой зоны с разломами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания. Оруденение локализуется в протяженных кварцевых жилах субширотного ($60-80^\circ$) и северо-западного ($290-310^\circ$) простираний.

С целью изучения структуры рудного поля, наряду с обычными геологическими методами, были проведены массовые замеры мелкой трещиноватости во всех породах, слагающих данную площадь, на разных участках, на поверхности и в подземных выработках, с последующей обработкой замеров с применением сетки В. Шмидта. Обработав составленные диаграммы, мы использовали их для выявления палеотектонических полей напряжений по методике М. В. Гзовского. В результате проведенных замеров были установлены различный характер и ориентировка тектонических трещин в разных участках рудного поля, что можно объяснить прежде всего изменением полей напряжений в длительном процессе формирования структуры рудного поля. При выявлении полей напряжений, вызвавших образование разрывов, вычитались максимумы, связанные с деформациями более поздних эпох и учитывались лишь максимумы, характерные для данного тектонического этапа. При анализе диаграмм трещиноватости на площади рудного поля выяснилось, что их можно разделить на три группы: 1) отражающие трещиноватость пород вне влияния разрывных нарушений; 2) отражающие трещиноватость вблизи нарушений (местные поля напряжений); 3) трещиноватость, связанная с элементами складчатой структуры архейских толщ (рис. 90).

Диаграммы 1 и 2 отражают трещиноватость в гнейсах западного и восточного флангов рудного поля. Как следует из их рассмотрения, направление главных осей напряжений на обоих участках сходно: растягивающие напряжения σ_3 имели ориентировку северо-западную ($300-330^\circ$) и юго-восточную (100°), а сжимающие σ_1 — северо-восточную ориентировку, что, в общем, согласуется с северо-западным простиранием архейских складчатых структур.

Диаграмма 3 построена по замерам трещиноватости в штокообразном теле раннепротерозойских габброидов, вытянутом в широтном направлении. По-видимому, при его внедрении максимальные растягивающие усилия действовали в меридиональном направлении, а минимальные — в широтном. В этих условиях главная ось нормальных напряжений σ_1 занимала почти горизонтальное положение, и границы разрывов по контактам габброидов падают под углами, близкими к 90° . В этом случае ясно проявилось влияние субширотных разрывов, входящих в

Рис. 90. Схема распределения полей напряжений в рудном поле.

1 — нижнемеловые терригенные осадочные отложения; 2 — средне-верхнеюрские вулканогенные отложения и субвулканические тела липаритдацитового состава; 3 — метаморфические породы архея, в том числе гнейсы; 4 — позднеюрские дайки базальтовых порфиритов; 5 — позднемезозойские граниты; 6 — раннемезозойские (амананские) гранитоиды; 7 — раннепалеозойские граниты и аплиты; 8 — раннепротерозойские габброиды; 9 — кварцевые жилы; 10 — разрывные нарушения; 11 — границы разновозрастных пород; 12 — элементы залегания (а) и полосчатости (б); 13 — диаграммы полей напряжений, их номера и места замеров мелкой трещиноватости

региональную тектоническую зону древнего заложения, вмещающую тела габброидов.

В палеозойский этап тектонического развития в условиях растяжения происходило вреднение батолитообразных массивов гранитоидов. В этих условиях трещины отрыва северо-западного ($290-330^\circ$) и субширотного ($70-80^\circ$) направления приоткрывались и вмещали короткие неправильной формы дайки аплитов (диаграмма 4, трещины замерены в гранитах и аплитах раннего палеозоя).

Ориентировка главных осей напряжений во время раннемезозойской активизации отражена на диаграмме 5, составленной по замерам мелкой трещиноватости в раннемезозойских гранитоидах на участке, сравнительно мало подверженном влиянию крупных позднемезозойских разрывов. Основные растягивающие напряжения приобретают сумбериональную ориентировку, при которой происходило внедрение трещинного интрузива гранитоидов.

Диаграммы (6 и 7) в тех же гранитоидах отражают ориентировку местного поля напряжений в условиях позднемезозойской активизации. Диаграмма 6 замерена вблизи субмеридионального разлома, поэтому ось растягивающих напряжений σ_3 ориентирована в широтном (95°) направлении. Движения по субмеридиональным разломам и их неоднократно приоткрывание в позднемезозойское время создали благоприятные условия для внедрения даек основного состава как в сами нарушения, так и в оперяющие их трещины отрыва.

Диаграмма 8, составленная по замерам трещин в дайке базальтовых порфиритов северо-восточного простирания, оперяющей крупный субмеридиональный разлом, отражает условия деформации при внедрении этих даек. Движения по трещинам, оперяющим разлом, характеризуются преобладанием сдвиговой составляющей, что доказывается положением борозд скольжения на их плоскостях и соответствует всем остальным геологическим данным о характере движений по этим нарушениям в условиях сжатия в предрудное время.

Диаграмма 7, построенная по замерам трещиноватости в гранитах, в приконтактной части кварц-рудной жилы, отражает растяжение в субмеридиональном направлении, предшествовавшее заполнению трещины кварцем с рудными минералами.

Из приведенного примера можно сделать следующие общие выводы по характеру и этапности тектонического развития рассматриваемой площади.

1. Положение растягивающих и сжимающих усилий неоднократно изменялось от архейского до мезозойского времени (ось главных растягивающих напряжений σ_3 меняла свое положение почти на 90° , а сама плоскость деформации оставалась почти неизменной). Рудовмещающие и постминерализационные разрывы тоже в основном наследуют направление более ранних нарушений.

2. Анализ полей напряжений на площади рудного поля показал, что активные растягивающие усилия действовали преимущественно перпендикулярно (вкрест) простиранию региональной тектонической зоны разрывов, т. е. она представляет собой зону растяжения, дробления и повышенной проницаемости, без каких-либо существенных горизонталь-

ных перемещений. Этот вывод, подтверждающий данные региональных исследований, очень важен для понимания строения субширотных рудоконтролирующих зон в северо-восточном Забайкалье.

XI. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы по способу образования можно подразделить на эффузивные, образованные путем излияния и застывания лавы на поверхности Земли; эксплозивные (взрывные), которые образуются в результате взрыва и выброса в воздух или в водный бассейн твердых частиц, оседающих на поверхности или на дне бассейна; экструзивные, образующиеся в процессе выдавливания вязкого магматического вещества.

Как известно, характер вулканического извержения зависит от состава лав. При извержении лав основного состава преобладают лавовые излияния, а при извержениях более вязких и густых кислых лав большую роль играют продукты эксплозивной деятельности в связи с большим содержанием в кислых магмах летучих компонентов, отделяющихся от расплава со взрывом.

Формы залегания вулканогенных пород также зависят от состава магмы и физико-географической обстановки, в которой происходило извержение. Их можно подразделить на первичные и вторичные, преобразованные тектоническими движениями. Среди первичных форм залегания вулканических образований выделяются: а) покровы и потоки (стратифицированная группа); б) вулканические аппараты — купола, конусы, а также вулcano-тектонические сооружения, представляющие собой «корни» древних вулканов (субинтрузивная группа).

Покровы образуются при излиянии лав и выбросах пирокластического материала на более или менее ровную поверхность континента или морского дна. Их начальное положение слабо наклоненное или горизонтальное. По составу покровы могут быть лавовые (преобладает эффузивный материал), пирокластические и игнимбритовые. Как правило, лавовые покровы образованы из базальтов, которые являются наименее вязкими и застывают при сравнительно высокой температуре — около 1100°. Они легко изливаются из протяженных разломов, покрывая магматическим материалом огромные территории. Но бывают покровы, сложенные кислыми и средними породами. Площадь лавовых покровов достигает нескольких сотен тысяч квадратных километров (траппы Сибирской платформы, базальтовое плато в бассейне р. Колумбия, базальты Деканского плоскогорья в Индии и т. д.). Мощность отдельных покровов невелика, например покров, образовавшийся в 1783 г. в результате извержения базальта из разлома Лаки (Исландия), имеет толщину от 10 до 50 м. Однако извержения, как правило, повторяются, в результате чего толща, состоящая из «элементарных» покровов, переслаивающихся и перекрывающих друг друга, может достигать мощности 1—2 км.

Если покровы сложены средними или кислыми породами, то их площади и мощности значительно уступают покровам основных лав.

Покровы пирокластического материала. Покровы такого типа более характерны для наземных извержений, когда в результате эксплозивных процессов выбрасываются вулканический песок, пепел, лапилли, куски пемзы, вулканические бомбы, пары воды и вулканические газы. Облако газов, паров и обломков может подняться на несколько километров от жерла, и поэтому выпадение пирокластического материала может происходить на большой площади. Ближе всего к жерлу располагаются крупные обломки, а тонкий пепловый материал может быть унесен ветром на сотни километров от места извержения. Четкая слоистость в толще вулканогенно-обломочных пород такого генезиса обычно отсутствует; явления переноса и переотложения первичного материала, связанные с гравитационным оползанием по склонам, переносом грязе-каменными потоками во время извержения (они напоминают селевые потоки и называются *лахары*), переносом водными потоками — все это создает сложное внутреннее строение пирокластических покровов. Частицы пирокластического происхождения смешиваются с первично осадочными породами и образуют туфогенно-осадочные отложения. В вулканических областях почти не встречаются чисто лавовые или чисто пирокластические покровы; обычно они переслаиваются, отражая смену типов извержений, эффузивных и эксплозивных.

Игнимбритовые покровы образуются в результате консолидации пепловых потоков и отложений туч, возникающих при извержениях риолитовой, трахилипаритовой или трахидацитового лавы, которая богата летучими компонентами и извергается очень бурно. Если извержение происходит в наземных условиях, то образуются тяжелые раскаленные облака из газов, насыщенных пирокластическими обломками, под большим давлением вырывающихся из жерла вулкана. В процессе остывания обломки, выпавшие из туч, сплющиваются и свариваются. Игнимбриты либо заполняют неровности в рельефе, образуя потоки, либо, в случае ровного рельефа, занимают большую площадь, слагая покровы площадью до десятков тысяч квадратных километров.

Потоки возникают в гористых и холмистых местностях, когда есть долина стока. Потоки лавы направлены в сторону от жерла вулкана и заполняют русла рек, овраги и любые впадины рельефа. Они могут быть сложены как лавами основного состава, так и средними и кислыми. По своему строению потоки могут быть простыми и разветвленными (сложными). Так как кислые лавы менее подвижны, мощность потоков пород кислого состава обычно больше, чем основного. Узкие лавовые потоки по бортам образуют бортовые валы (или валы выдавливания) до нескольких десятков метров высоты. Длина лавовых потоков в зависимости от состава лав и строения рельефа колеблется от первых десятков метров до 100—120 км.

Так как теплопроводимость лав низкая, верхняя корка потока может застыть, образуя своеобразный тоннель высотой до 10—15 м (Гавайские вулканы).

Внутреннее строение лавовых покровов и потоков характеризуется рядом особенностей. Слоистость в застывших лавовых потоках плохо выражена. Для картирования лучше всего использовать кровлю или подошву потока (покрова). В мощных покровах в качестве опорных

поверхностей используют границы между отложениями различного состава с разной окраской, текстурой или структурой. В качестве маркирующих горизонтов можно использовать слои или горизонты пирокластических образований среди лав или обломков в туфах.

В связи с различной скоростью течения лавы в потоке образуется преобладающая ориентировка фенокристаллов и ксенолитов вдоль струй течения лавы. Лавам кислого и среднего состава свойственна полосчатая текстура основной массы — флюидалность. Она не параллельна подошве и кровле потоков, а отражает движение лавы внутри их. Однако в случае, когда течение лавы было относительно спокойным (основные лавы), флюидалность может быть, в общем, параллельной поверхностям потока, и по ней можно попытаться установить форму потока.

Полевые наблюдения над вулканогенными толщами могут также показать, какой тип излияния был — наземный или подводный. При наземных излияниях форма подошвы покрова неровная, она зависит от строения рельефа. В составе пород есть вулканические бомбы, встречаются линзы и толщи лахаров (селевых образований), континентальные отложения (делювий, пролювий), слои каменного угля. Породы в целом имеют красно-бурый цвет. Для поверхностных излияний особенно характерны глыбовая или плитчатая отдельность. Мощность вулканогенных наземных пород изменчивая, пирокластический материал в них плохо отсортирован.

Продукты морской вулканической деятельности образуют выдержанные по мощности покровы, залегающие согласно среди морских осадков. Пирокластический материал в них отсортирован, среди основных пород морского происхождения характерны спилиты. Отдельность имеет правильные формы, особенно характерна подушечная и шаровая отдельность.

Маркирующими горизонтами при картировании эффузивных пород служат пачки и слои осадочных пород, залегающих среди эффузивов, прослои туфов, выдержанные слои характерно окрашенных пород. Возможно даже выделение целых маркирующих свит (Кызылнуринская свита верхнего палеозоя в Южном Тянь-Шане).

Вулканические аппараты. Непосредственное наблюдение над вулканическими аппаратами возможно только для молодых вулканов кайнозойского возраста, хорошо выделяющихся в рельефе. Древние же вулканические аппараты выявляются с большим трудом. Между тем выяснение их строения и размещения очень важно для практических целей, так как позволяет более правильно понять историю вулканизма и связь с ним оруденения в исследуемом районе. Для их выявления большое значение имеет картирование изменений состава эффузивно-пирокластических пород, массовые замеры ориентировки флюидалности и полосчатости в эффузивах и другие косвенные признаки.

При вулканизме центрального типа вулканические аппараты имеют округлую форму, а магмовыводящий канал, приуроченный к пересечению трещин, представляет собой трубообразное жерло, заканчивающееся у поверхности конусом, сводом или куполом. Особенно высокие купола образуют вулканы, извергающие кислую и среднюю лаву. В их разрезе видно чередование кислых малоподвижных лав с вулканическим пеплом,

песком, лапиллями и другими пирокластическими образованиями (стратовулканы).

Если вулканы центрального типа извергают основную лаву, то в разрезе их довольно пологого конуса преобладает эффузивный материал (вулканы Мауна-Лоа, Килауэа и др. из группы Гавайских вулканов).

При трещинном типе извержений магмовыводящий канал представлен крутым разломом. Обычно магма изливается не по всей трещине, а локализуется на отдельных участках, где трещина пересекается или оперяется трещинами другого направления. Но при этом все центры излияния находятся на одной магмовыводящей структуре.

При трещинных извержениях поднятия, если они возникают, обычно имеют форму свода, ось которого по простиранию совпадает с трещиной. Если вдоль трещины в течение длительного времени функционируют несколько вулканов центрального типа, то возникают купольно-сводовые структуры. Древние вулканы такого типа описаны в Центральном Казахстане (Алайгыр, по Е. Ф. Бурштейн). От складчатых дислокаций эти сводовые структуры отличаются присутствием кратеров вулканов в ядрах «антиклиналей».

Ареальным типом вулканизма называют большое количество вулканических извержений по относительно мелким трещинам, рассеянным без определенного порядка на большой площади. Одни из них отмирают, другие начинают действовать как активные магмовыводящие каналы. Выделяющиеся из них вулканы соединяются, покрывая обширные площади.

В зависимости от того, происходило ли извержение из того или иного канала один или несколько раз, выделяются *моногенные* и *полигенные* вулканы.

Извержения центрального типа обычно полигенные, а при ареальном и трещинном типах извержений более часты моногенные вулканы.

Вулкано-тектонические структуры. С вулканической деятельностью связаны деформации горных пород, которые выражаются в образовании разрывов и формировании вулкано-тектонических депрессий.

Разрывы, связанные с вулканизмом, могут быть кольцевые и радиальные. Кольцевые разрывы окружают центр извержения, а радиальные направлены по радиусам, расходящимся от центра вулкана. Морфологически они формируют собой секторные грабены, ограниченные крутыми радиальными разрывами.

Кольцевые и полукольцевые разрывы, представляющие собой нормальные сбросы, формируют кальдеру — циркообразную впадину с крутыми стенками, на дне которой находятся жерло древнего вулкана и более молодые вулканы меньших размеров. Дно кальдеры бывает разбито серией сбросов.

Механизм образования кальдер объясняется изменением давления в магматическом очаге или в промежуточных камерах. Если это давление превышает вес кровли вмещающих пород, то возникают купольные структуры и радиальные разломы, если же происходит частичная разгрузка магматического резервуара, то образуется вулкано-тектоническое проседание кровли и фундамента над магматическим очагом, развиваются кольцевые сбросы, ограничивающие впадину кальдеры.

Крупные кальдерные опускания называются вулcano-тектоническими депрессиями, имеющими сложные очертания. Они могут быть выполнены как эффузивным, так и игнимбритовым и пирокластическим материалом (Приохотский вулканический пояс, Забайкалье). Древние вулcano-тектонические депрессии описаны в Средней Азии (Н. П. Лаверовым, В. Н. Полуэктовым и др.), в Казахстане и других регионах. С ними иногда связаны рудные месторождения.

Форма кальдеры в плане, по-видимому, зависит от положения магматического очага. Если вулканы корового типа выбрасывают магму кислого, реже среднего или щелочного состава, то проседание сопровождаются мощные катастрофические взрывные извержения, при которых выбрасывается огромное количество газов и пирокластического материала (кальдера вулкана Кракатау). Форма кальдеры неглубоких вулканов соответствует форме очага.

Если же вулкан извергает основную лаву и его очаг находится на глубине десятков километров, то глубина проседания кальдеры оказывается несколько меньшей, но диаметр ее может быть в десятки и сотни километров (внешние вулcano-тектонические депрессии). Примерами таких депрессий являются периферические впадины вокруг вулканов Ключевской сопки на Камчатке, Оловская и другие древние депрессии Восточного Забайкалья и др.

ХII. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ПОРОД

1. Основные понятия

Магматические породы, застывающие на глубине от поверхности Земли, называются интрузивными телами, плутонами, или интрузивами, а сам процесс внедрения магмы в земную кору — интрузией.

Многие особенности формы, внутреннего строения, условия внедрения и генезис магматических тел являются объектами изучения, в том числе и методами структурной геологии. Знание формы магматических тел позволяет целенаправленно проводить поиски полезных ископаемых, связанных пространственно, а в ряде случаев и генетически, с интрузивами, и прогнозировать их на глубину.

Р. Дэли и другие исследователи разделили все интрузивы по признаку их структурных соотношений с вмещающими породами на три группы: 1) согласные (конкордантные, конформные) тела, 2) несогласные (дискордантные) тела и 3) промежуточные, переходные между ними. В первом случае ограничивающая интрузивное тело поверхность параллельна или почти совпадает со слоями вмещающих пород. Во втором — интрузивное тело резко пересекает слои вмещающих пород. Наконец, в третью группу относятся тела, где проявлены оба типа интрузивов, частично согласные с вмещающими породами, а частично секущие их. Крупные по размерам интрузивы преимущественно кислого состава (батолиты и гарполиты) занимают промежу-

точное положение. С одной стороны, они залегают в центральных частях складчатых поясов и в плане согласны с их простираем. Но с другой стороны, они прорывают вмещающие складчатые породы. Существуют разные взгляды о том, как магма завоевывает себе пространство среди вмещающих пород. Это гипотезы об активном проникновении магмы между слоями пород, о занятии магмой крупных открытых полостей, существование которых, по нашему мнению, маловероятно, об ассимиляции и расплавлении пород кровли и поглощении их магматическим веществом, о заполнении магмой пространства, образовавшегося при обрушении блоков раздробленной рамы (гипотеза обрушения). Отдельно стоят представления о метасоматической переработке вмещающих пород на месте (гранитизации сквозьмагматическими растворами) и их частичном расплавлении (палингенезе) (анатектические или автохтонные плутоны). По-видимому, в разных геологических условиях и масштабах проявления этих процессов возможен различный механизм внедрения интрузивов и их генезис.

Глубина формирования интрузивов различна. По фации глубинности наиболее принято деление интрузивов на четыре фации: субвулканическую (приповерхностную) — от 0 до 1,0 км, гипабиссальную (фацию малых глубин) — от 1 до 3 км, мезоабиссальную (средних глубин) — от 3 до 8 км и абиссальную (больших глубин) — от 8 км и глубже.

Наиболее важным методом определения глубинности интрузивов является геологический, который разработан И. П. Кушнаревым и состоит в установлении мощности толщ, перекрывающих интрузив и связанные с ним руды, т. е., точнее, выявление структуры и палеогеоморфологии земной поверхности, существовавшей ко времени внедрения массивов, выраженной в виде изогипс глубин послемагматической эрозии этой поверхности, принятой за нулевую (подобно уровню моря)

2. Согласные интрузивы

К типу согласных интрузивов относятся широко распространенные силлы (межпластовые залежи), лакколлиты, лополиты, факолиты и реже встречающиеся хоматолиты (по М. В. Муратову).

Силлы (интрузивные или межпластовые залежи) образуются при внедрении магмы вдоль плоскостей слоистости. Состав силлов обычно основной, глубина внедрения невелика, площадь достигает 13 000 км² (Южная Африка), мощность колеблется от сантиметров до десятков метров. Силлы относятся к категории гипабиссальных (полуглубинных) интрузивов. Они как бы раздвигают слои вмещающих пород посредством расклинивающего действия паров и магмы и частично их ассимилируют.

Межпластовые залежи могут образовывать серию тел, расположенных друг над другом и соединенных секущими каналами. Эти тела чередуются со слоями вмещающих пород (например, траппы Сибирской платформы, силлы Норильска).

Наиболее надежным признаком отличия силлов от эффузивных покровов является, кроме текстурных и структурных особенностей, присутствие контактовых изменений во вмещающих породах не толь-

ко в подошве, но и в кровле и наличие оторочки закалки в обоих боках силла.

Другая разновидность согласных интрузивных тел — лакколиты представляют собой грибообразные интрузивные тела размером от сотен метров до 6—7 км и более, внедрившиеся путем поступления магмы под давлением в предполагаемые межслоевые полости, существование которых не доказано. В их формировании участвуют кислые, средние и щелочные магмы. По существующим представлениям, покрывающие слои механически разрушаются и изгибаются. Подобно силлам, встречаются сложные лакколиты, состоящие из ряда лакколитов, расположенных один над другим. Лакколиты образуют в рельефе горы (гора Аюдаг в Крыму, горы Бештау на Кавказе и др.).

Разновидностью лакколитов являются магматические диапиры (по В. Н. Павлинову) — магматические тела сравнительно небольших размеров, напоминающие в разрезе перевернутую каплю, с крутыми бортами. Их образование, по-видимому, связано с высокой активностью внедряющейся магмы.

Лополиты представляют собой блюдцеподобные тела, состоящие из пород разного состава. К ним относятся стратифицированные массивы различного размера, от первых до сотен километров (Бушвельд), но этот вопрос остро дискуссионный и разбирается ниже. Часто такие лополиты имеют асимметричное строение (Чинейский массив, Северное Забайкалье), причем в одной части падение пород довольно пологое, почти согласное с вмещающими породами, а в другой, вблизи крутопадающего, вероятно, магмоподводящего канала падение стратифицированных пород делается крутым, и сам массив принимает форму э т м о л и т а (воронкообразного тела).

Факолиты — это относительно небольшие тела серповидной формы, обычно приуроченные к складчатым областям земной коры. Они локализируются в сводовых частях складок. К факолитам необоснованно относят и пластовые интрузивы, которые в процессе складчатости были смяты и разделены на линзы. Это так называемые «вторичные» факолиты, и их примерами являются тела деформированных серпентинитов на Урале.

М. В. Муратов и В. Н. Павлинов среди согласных интрузивов выделяют хоматолиты — линзообразные или валообразные раздувы в периферических частях силлов. Представляется, что они возникают в результате нагнетания магмы, изгибающей вмещающие породы в виде свода высотой в несколько десятков и даже сотен метров.

3. Несогласные интрузивные тела

К ним в первую очередь относятся огромные, площадью в несколько сотен квадратных километров гранитные массивы, распространенные в докембрийских складчатых областях, не имеющие определенных резких границ. Они называются а р е а л - п л у т о н а м и. В их формировании большую роль играют процессы гранитизации, что подтверждается наличием постепенных переходов в гнейсы [8]. Это наблюдается в Кольском регионе, где щелочные граниты занимают значительные площади, повторяют формы складчатых структур, содержат горизонты

и пачки (до 200 м мощностью) гнейсов, тянущихся на десятки километров и прослеживающихся за пределами массивов. Сами граниты обладают слабой полосчатостью, крайне неравномернозернистой структурой и другими признаками метасоматического их происхождения.

4. Промежуточные тела полнокристаллических пород

Массивы, относящиеся к этой группе, характеризуются сложными контактами с вмещающими породами, то их секущими полностью, то частично согласными с ними. В эту группу входят батолиты, расслоенные плутоны и ряд более мелких полнокристаллических тел.

Б а т о л и т а м и называются секущие и почти согласные с вмещающими породами интрузивные тела площадью более 100 км², с корнями, уходящими на значительные глубины (до 15—20 км). Большая их часть сложена гранитами и гранодиоритами. Форма батолитов овальная или изометричная, иногда они вытянуты вдоль складчатых зон на сотни и тысячи километров (батолиты Чили и Перу). Все исследователи отмечают, что батолиты не оказывают деформирующего влияния на вмещающие породы. Эта особенность батолитов привела к справедливой мысли, что они возникли за счет гранитизации вмещающих пород (Д. Коржинский, Н. Судовиков, Ю. Кузнецов и др.), а некоторые полагают, что и за счет расплавления на месте их первоначального залегания. Этот процесс предположительно связывают с восходящими по крупным разломам потоками трансмагматических (сквозьмагматических) флюидов.

Типичные батолиты известны только с позднего докембрия. Их положение, согласное в плане с простираем крупных складчатых структур, и возраст внедрения, близкий ко времени главных фаз орогенеза,— все это говорит о том, что батолиты формировались в процессе складчатости и метаморфизма толщ.

Если интрузивные породы внедрялись по межформационным поверхностям несогласий, то они приобретали вытянутую языкообразную форму, называемую г а р п о л и т о м, со сравнительно неглубоко расположенным дном. Г. Д. Ажгирей [1], описывая крупный Алейский гарполит на Юго-Западном Алтае, указывает на важнейшее отличие гарполитов от батолитов: в кровле гарполита постоянно присутствуют в разных местах ксенолиты базальных горизонтов верхней вмещающей толщи.

Ш т о к а м и называют небольшие секущие интрузивные тела разного состава грубоизометричной формы. Часто геологи представляют себе штоки в виде сателитов (куполовидных выступов) не вскрытого батолита, а также аналогичных выступов над относительно крупными массивами, внедрившимися в складчатую серию покрывающих пород и в ряде случаев имеющих с ними согласные контакты (Орловский выступ Спокойнинского массива в Восточном Забайкалье и др.), но это могут быть и «пробки» в жерлах вулканов.

Н е к к и, или вулканические жерла, являются частью древних вулканических аппаратов центрального типа. Они заполнены эффузивными и пирокластическими породами и имеют размеры от нескольких метров

до 1—1,5 км. Некки иногда окружены несколькими концентрическими трещинами, падающими конически к центру некка.

Д а й к и — это трещинные плитообразные и жилообразные интрузивы, образующиеся в результате внедрения магмы в вертикальные или наклонные трещины секущие и согласные с вмещающими породами. По составу дайки могут быть простыми, состоящими из одного типа магматической породы, и сложными, выполненными или продуктами неоднократных внедрений, или магмой, дифференцированной на месте. Эти дифференциаты могут отличаться размером кристаллов и составом от контактов дайки к центру. Размеры даек бывают разными — протяженностью от сантиметров до нескольких десятков километров (Амурская дайка в Забайкалье), мощность их также меняется от миллиметров до десятков и редко сотен метров.

Дайки образуют группы, пояса и поля с разнообразными направлениями. Помимо прямолинейных бывают кольцевые, конические, коленообразно изогнутые дайки. Обычно вытянутые дайковые пояса образуются в условиях растяжения над коровыми или глубинными разломами, а кольцевые и конические дайки сопровождают жерла вулканических аппаратов центрального типа. Сложные по форме ступенчатые, блоковые и коленчатые дайки, описанные А. В. Дружининым на Давендинском рудном поле (Восточное Забайкалье) и детально изученные авторами на Джидинском и Итакинском месторождениях (Забайкалье), возникают в тех случаях, когда разбитый разными системами трещин участок подвергается растяжению в процессе внедрения магмы. С поясами даек часто парагенетически связаны рудные месторождения.

5. Расслоенные плутоны

Расслоенные плутоны представляют собой особую группу полнокристаллических, нередко грубозернистых пород. Обычно они образуют обособленные серии основных — ультраосновных, кислых, щелочных и субщелочных пород, различия которых переслаиваются между собой. Преобладающей их формой является мультислоистая, изометричная в плане, или овальная, подобно Бушвельду — наиболее крупному из них (с размерами 480×80 км). Реже встречаются массивы куполовидного или брахиформного облика (Вишневогорский и Саранский на Урале) и еще реже дайкоподобной (Великая дайка в Зимбабве), точнее грабен синклинальной, а также пластообразной формы, согласной с залеганием вмещающих метаморфических пород. Возрастной диапазон их велик от 1700 до 40 млн. лет и меньше (в Эфиопии). Как правило, они формировались в период орогенного этапа развития геосинклинали или в период эпиплатформенной активизации. Поэтому большинство их имеет свежий облик. С ними связан значительный набор различных полезных ископаемых (Al, Cu, Co, Ni, Cr, Pt, TR, Fe, P, F и др.), что привлекло к ним внимание промышленности и исследователей. В течение почти века генезис их остается остро дискуссионным. Преобладающее большинство геологов придерживается магматической гипотезы их образования (Г. Рамзай, А. Е. Ферсман, А. А. Полканов, О. А. Воробьева, В. И. Володавцев, А. Н. Елисеев, В. К. Котульский, Б. М. Куплетский, К. А. Власов,

Р. Дэли, Л. Уэйджер, Г. Браун, Н. Соренсен, В. И. Герасимовский, И. В. Буссен, А. С. Сахаров, Т. И. Иванова, Н. В. Павлов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова, Д. А. Минеев и многие другие).

Наиболее полное описание ведущих типов пород, слагающих эти массивы, дано Л. Уэйджером и Г. Брауном. Все расхождения между взглядами многочисленных последователей магматической гипотезы сводятся лишь к разнообразию привлекаемых для объяснения строения плутонов типов магматической дифференциации (кристаллизационной, гравитационной, кумулятивной, ликвационной и др.), а также возможности магматического замещения (Л. С. Бородин и др.) осадочных пород, в том числе роли ассимиляции (Р. Дэли и др.) в создании разнообразных магм.

Если оставить в стороне ударно-метеоритную гипотезу образования массива Седбери (Канада), критически рассмотренную в 1973 г. В. И. Смирновым, а затем высказанную в 1975 г. и относительно Бушвельда Р Родесом [47], то единственной гипотезой альтернативной магматической является метасоматическая (С. Sandberg, S. Biljóns и др.), по которой эти массивы возникли в результате замещения осадочных или эффузивно-осадочных пород под действием растворов.

Посмотрим, насколько эти две противоположные гипотезы окажутся устойчивыми перед напором общеизвестных, не оспариваемых фактов, или, по крайней мере, способны не противоречить им.

В силу общности большинства структурно-геологических и других черт стратифицированных плутонов этот своеобразный экзамен фактами лучше провести на основе лично исследованных нами Хибинского и Ловозерского массивов, с учетом того фактического материала, который был собран и опубликован другими учеными. Оба щелочных плутона находятся почти в центре Кольского полуострова. Их разделяет Умбозеро, расположенное вдоль очень протяженного в северо-западном направлении разлома, местами они ограничены рядом древних, докембрийских по заложению разломов, рассекающих протерозойские и архейские кристаллические сланцы и гнейсы, а местами глинистые, песчано-глинистые, туфы и другие породы D_3 — C_1 (Ловозерской эффузивно-осадочной свиты). Результаты дешифрирования нами космических снимков показали, что разломы не прослеживаются в массивах, что подтверждается и наземными наблюдениями. Серия других крупных разломов как бы утыкается в эти массивы, подходя к ним с разных сторон (см рис 101) Возраст обоих массивов 290 ± 10 млн. лет.

Хибинский массив расположен западнее Умбозера, имеет площадь около 1327 км^2 , поперечник 41 км и высоту около 1 км. По геофизическим данным северный контакт массива падает на юг под углом 81° и прослеживается до 6—7 км, западный — на восток под углом 70° фиксируется до 5—6 км, южный — на север под углом 80° (ниже выполаживается до 40 — 50°) и прослежен до 2—3 км. Ниже 6—7 км геофизические методы, по мнению А. В. Галахова, не дают определенных данных. Концентрически расположенные (в плане) полосы пород от контакта к центру массива имеют такую последовательность: хибиниты, трахитоидные хибиниты, рихчориты, ийолит-уртиты, нефелин-апатитовые руды, неравномернозернистые нефелиновые сиениты и фоййиты.

Они образуют в плане разомкнутое на востоке кольцо (подкову). По данным съемки, все породы падают к центру под углами от 60—65 до 20—30°, залегая согласно, кроме ловвчорритов, образующих в плане узкую дугу в юго-восточной части массива, секущих в низах руды и нефелиновые сиениты, а сверху переходящих в почти согласное залегание с другими породами. А. В. Галахов отмечает, что перечисленные породы неоднородны и не все обладают трахитоидностью или гнейсовидностью. Если учесть многочисленные более мелкие горизонты разнообразных щелочных пород от лейко- до меланократовых, то разрез его сложнее. Главными породообразующими минералами пород являются микроклин, нефелин, эгирин-авгит и небольшие, но разные количества слюды альбита, акцессорного титаномagnetита, достигающего доз, равных породообразующим минералам, а в апатитовых залежах — апатита и сфена. Разные количественные соотношения этих минералов и создают все разнообразие пород. Таким образом, Хибинский массив имеет вид крут-оборточной мульды, внутри которой расслоенная серия пород имеет более пологое (от 70—60 до 20°) падение.

Ловозерский массив имеет несколько меньшие размеры (21×27 км в поперечнике и площадь 587 км²). Северный контакт его прямолинейный, тектонический, как и южный, с брекчиями архейских гнейсов и эффузивно-осадочных пород ловозерской свиты D₃—C₁, сцементированных нефелиновыми сиенитами (рис. 91). В Ловозерском массиве нефелиновые сиениты I комплекса имеют значительные мощности и по геофизическим данным достигают 5—6 км глубины. Падение их центриклинальное под углами 35—45°, выполаживающимися к центру, а примерно в средней части массива этот и лежащий на нем согласно II расслоенный комплекс пород образуют небольшой куполовидный свод, усложняющий общую мульдообразную структуру массива. Последняя состоит из тонкорасслоенных фойяитов, ийолит-уртитов, ювитов, редко малиньитов и других пород, создающих двух- и трехчленные ритмы, а также более разнообразные сочетания. В некоторых ритмах видна и внутренняя расслоенность, в других, соседних, — ее нет и они имеют массивный облик.

В состав этих пород входят: микроклин, нефелин, эгирин, менее развиты альбит (№ 1—2), содалит, эвдиалит, биотит; набор акцессорных минералов разнообразен. Все эти породы свежие и лишены даже

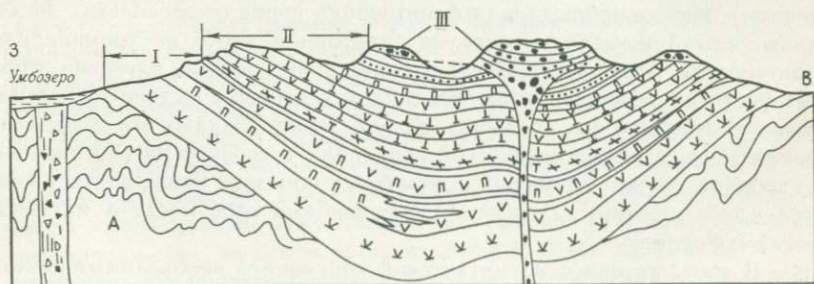


Рис. 91. Принципиальная схема строения Ловозерского массива

катаклаза, так же как и породы Хибинского массива. В ряде случаев они по простиранию и поперек его постепенно переходят в другие разновидности или типы. Некоторые их горизонты особенно насыщены ксенолитами разнообразных пород, залегающих согласно с общей расчлененностью. На контактах с соседними породами видны как резкие, так и постепенные переходы, всегда отсутствует закалка и совершенно обычны случаи, когда крупные порообразующие минералы, расположенные косо или поперек контакта, принадлежат двум соседствующим породам, что в Ловозерском массиве впервые в 1963 г. установили В. И. Буссен и А. С. Сахаров и многократно наблюдалось позже нами. Это полностью исключает послонное внедрение магмы, в том числе дифференцированной где-то в промежуточных очагах. Более того, в этих (и иных) массивах ни мы, ни другие не наблюдали закалки каких-либо пород у контактов с соседними, что подтверждает сделанный выше вывод. Вся серия указанных пород лежит согласно и не имеет секущих взаимоотношений между собой и подводящих магмопроводников. В этой серии пород многими исследователями отмечались ксенолиты сиенитизированных пород Ловозерской свиты и иногда сходных с породами нижнего комплекса, обломки которых лежат согласно со слоистостью и обтекаются флюидальностью (расчлененностью) включающих пород. Отмечались и целые горизонты сиенитизированных брекчий. Кроме того, нами не раз наблюдались непротяженные, маломощные горизонты типичных конгломератов, точнее их теневые структуры, отличающиеся по составу и хорошо выкальвающиеся из них.

Верхним членом этого массива являются эвдиалитовые луявриты, слагающие III комплекс пород, который несогласно полого ($5-10^\circ$) залегает на второй тонкорасчлененной серии, падающей круче ($15-30^\circ$), а в низах разреза сечет их, т. е. имеет грибообразный вид, внешне не отличимый от вулканической постройки, с воронкой, куда наклонены слабо расчлененные эвдиалитовые луявриты. На их контакте нами также наблюдались минералы (К-шпат и эгирин), принадлежащие как к ним, так и к подстилающим породам, на которых они залегают несогласно. Кроме общих особенностей структуры этих массивов имеются факты, характеризующие местные, специфические черты каждого массива.

Высокая степень кристалличности пород, припаянные в ряде случаев эруптивные контакты (с брекчиями, впаянными в нефелиновые сиениты), иногда наблюдаемая фенитизация пород от нескольких десятков до 1,5—3 м, а то и вовсе не заметная и часто не упоминаемая в литературе в отношении других типов расчлененных плутонов мира (без учета приведенных выше фактических данных) выдвинули магматическую гипотезу на предпочтительное место. Однако эти факты не противоречат и метасоматической концепции (особенно расчлененность), а, наоборот, служат ей опорой и, как будет показано ниже, подтверждаются всеми другими данными, не находящими себе места в магматической концепции.

1. В соответствии с магматической концепцией необходимыми условиями для дифференциации и расчленения магмы является спокойный режим. При этом происходит последовательная кристаллизация мине-

ралов и, в зависимости от плотности магмы и кристаллов, либо всплытие, либо погружение последних на твердое дно магматической камеры.

Некоторые температурные колебания (и другие явления) создают ритмичность такого наложения, внешне сходного с субгоризонтальным залеганием осадочных пород в бассейне их седиментации. В связи с этим данная гипотеза требует, чтобы остывание магмы шло снизу, наращивая слои отвердевших пород для нового накопления кумулятов, т. е. более тугоплавких и тяжелых минералов. Истинная сущность такого заявления не раскрывается, но искусственность его очевидна, ибо оно равносильно тому, что горячая печь охлаждается (и соответственно отдает тепло) только с одной из указанных сторон. По другим представлениям в этом процессе участвует и разделение расплава на две несмешивающиеся жидкости, т. е. ликвация, а остывание может идти и сверху. Как видно из приведенных мощностей массивов (обычно 6—8 км), их боковая поверхность (даже огрубляя ее в меньшую сторону и не считая размытой) часто превосходит или равняется сумме верхней и нижней поверхностей и, следовательно, имеет аналогичную теплоотдачу. Этот реальный теплофизический подход имеет совершенные катастрофические последствия для магматических концепций, так как тогда по всему контуру одновременно должны начать кристаллизоваться все ныне наблюдаемые типы пород, прилегавшие к окружающим поверхностям, наращивая их с сохранением соответствующих составов и мощностей по мере охлаждения и сокращения объема расплава внутри камеры. Если же еще учесть роль геотермического градиента и давления (а при таких разностях глубин верхов и низов камеры их нельзя игнорировать), то в зависимости от того, каков был этот градиент в нижних частях камеры, магма могла и не кристаллизоваться и не было бы тогда твердой основы для задержки кристаллизовавшегося кумулата, кроме того, опускаясь, он мог вновь плавиться.

2. В моноклиновых и разнообразных типах нефелиновых сиенитов наблюдается серия теневых структур и ксенолитов не полностью измененных пород. Среди первых должны быть отмечены мелкие складки, а также разрывы, задокументированные А. Дорфманом, Ф. М. Онохиным и др., структуры будинажа, наблюдавшиеся М. М. Калинкиным, а также оползневые структуры, наблюдавшиеся нами наравне с упомянутыми. Вместе с тем эффузивно-осадочные отложения ловозерской свиты D_3-C_1 и более древние породы испытали деформации, что нашло выражение в катаклазе и дроблении их пороодообразующих минералов, сохранившихся от полной сиенитизации (фенитизации) вблизи массивов, что отмечали многие исследователи (Р. П. Тихоненкова, А. В. Галахов и др.). Исходя из несогласного залегания эвдиалитовых лувяритов в Ловозерском массиве на II комплексе пород, здесь таких деформаций должно быть две (не считая дайкового этапа), а фактически нет ни одной, образовавшейся в нефелиновых сиенитах (кроме наложенной трещиноватости), и, таким образом, все они лишь имитируют прежние структуры. По общему облику структуры, создаваемой эвдиалитовыми лувяритами (верхней — III серии) Ловозера, их залеганию, взаимо-

отношениям с лежащими ниже щелочными породами и другими признаками, нет принципиальных ее отличий от структур вулканов центрального типа (см. рис. 91), тогда как ловчорриты Хибин по тем же признакам отражают вулканическую постройку трещинного типа. Только теперь это теньевые структуры бывших среднепалеозойских вулканов.

В северной части Хибинского массива Ф. В. Минаковым выявлено округлое в плане жерло небольшого вулкана с типичными лавобрекчиями, превращенными в разнообразные нефелиновые сиениты. Что же касается разломов и даек (пегматитов, тингуанитов и др.), то они также отображают прежние (дометасоматические) деформации. Среди массивов нет крупных, коленообразных, по Ф. Онохину разломов, идущих в основном по ледниковым долинам и смещающих блоки на 2—2,5 км, что проверялось на месте группой геологов (И. П. Кушнарев, О. Б. Дудкин, Б. Е. Боруцкий, М. А. Соколова, Ф. В. Минаков). В коренных породах на их месте не было установлено признаков даже небольших разломов. Кроме того, нет и перемещений границ расслоенных тел, которые обязаны быть при указанных ранее углах их падения и крупных амплитудах. Вместе с тем многочисленные секущие мелкие нарушения, в том числе залеченные «дайками», нами наблюдались в обнажениях и особенно горных выработках, но сами эти разломы вместе с породами представляют единые монолитные образования. «Дайки», как показало изучение нами шлифов под микроскопом, лишены зонок закалки и воздействия на вмещающие их породы. Пегматиты, по Ж. Кузнецову и С. Руденко, являются результатом перекристаллизации ийолитуртитов. Наши данные показывают, что тингуаниты есть сиенитизированная бывшая тектоническая глинка трения, а милониты, другие их разновидности, — результат переотложения вещества в процессе перекристаллизации всех пород, как единого целого.

Фундаментальное двухгодичное (1932—1934) изучение трещинной тектоники Хибинского массива, проведенное А. В. Пэком (с участием профессора по теоретической механике Э. Э. Лебедева) с целью выяснения механизма образования массива и его формы, на базе методики Г. Клооса, показало: а) отсутствие какой-либо связи между трещиноватостью и положением расслоенности, а параллельной ей трещиноватости вообще нет; б) положение выявленных систем трещин в разных частях массива (в 32 точках на базе 8000 замеров) оказалось крутопадающим (85—90°), достаточно устойчивым, особенно северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и менее субширотного простираний; в) примерное параллельное положение пологой отдельности (которая образует не очень ровные поверхности, характерные для трещин отрыва) склоновым поверхностям рельефа показало, что это трещиноватость экзогенного, приповерхностного, происхождения.

Наши дополнительные измерения дали (около 1000 замеров) те же результаты, а замеры трещин в 2,5—3 км к югу от Хибинского массива в протерозойских сланцах свиты Имандра-Варзуга показали наличие тех же систем. Сравнивая их с положением разломов, видно, что они идентичны. Таким образом, это позволяет говорить об унаследованности древних систем трещин в нефелиновых сиенитах при активизации платформы, а также поддержать и вывод А. В. Пэка о непримени-

мости методики Г. Клооса для поставленной цели. Наблюдаемые молодые (послеметасоматические) разломы редки и несущественны по амплитудам перемещений.

Вместе с тем магматическая концепция требует, чтобы деформация пород происходила после расслоения всех пород, так как получить расслоенность при наклонах $65-90^\circ$ невозможно, например, в Хибинском или Стиллуотерском массиве (Канада), где «дюймовая» слоистость вертикальная и, по нашему мнению, является теневой структурой флишевых осадков. Для выхода из такого положения предлагается или новый разогрев всей толщи до пластичного состояния, или его сохранение с начала до конца расслоения всей толщи до момента складчатости, что не реально и потребует огромной энергии для поддержания их в таком пластичном смолоподобном состоянии весьма длительное время. Кроме того, в таком случае в камере будет продолжаться расслоение по удельным весам самой пластичной массы, а твердые минералы в ней будут продолжать тонуть или всплывать. В действительности наблюдается чередование разных по составу и удельным весам пород, в том числе рудных горизонтов внутри такой серии, чего быть не должно. Иначе говоря, одно ложное допущение тянет за собой другие, нарушая внутреннюю логику гипотезы.

3. Ни одна гипотеза магматической дифференциации не в состоянии объяснить косую слоистость, наличие горизонтов осадочных брекчий, конглобрекчий, конгломератов и других структур, присущих осадочным породам, а также нередко наблюдаемой обратной градационной слоистости (например, в Бушвелде, Стиллуотере и др.) и оползневых структур. Не способны они объяснить образование так называемых «корыт», т. е. врезов в слоистую серию также тонкорасслоенных пород, занимающих иногда $1/3$ ритма. Схематически в поперечнике они показаны в том виде (рис. 92, а), как это дают фотографии обнажений массивов Скаергаард, Нунарсуит, Кунгнат Южной Гренландии и др. Ширина этих «корыт» колеблется от 10 до 40 м, а не полная прослеженная длина

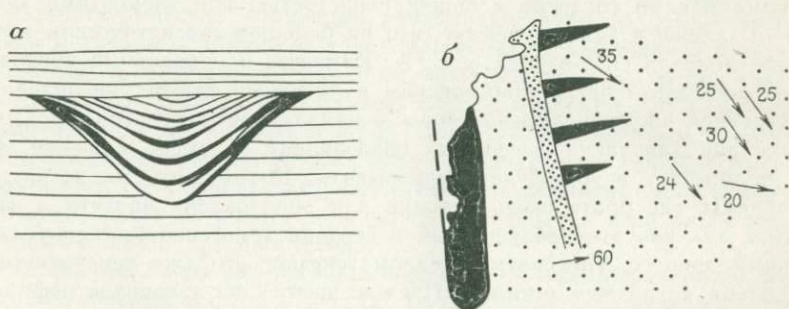


Рис. 92. Краевая зона массива Скаергаард [38]

а — «корыта» в поперечном сечении; б — фрагмент карты черным показан нижний горизонт массива, частично перекрытый четвертичным покровом (белое) стрелками с цифрами — длинные оси «корыт» с числом горизонтов расслоенных пород в них, черные стреловидные треугольники — полоса развития косой слоистости, точки разной плотности — разновидности пород

100—200 м Расположены они по периферии массивов, почти поперек контактов, на что указывают направления стрелок. Мощности расслоенных горизонтов «корыт» уменьшаются к краям иногда до полного выклинивания, а сами породы прилегают к бортам промоины. Вверху они несогласно перекрываются выдержанными горизонтами массива.

Наклон оси «корыт» соответствует наклону слоистости в данном месте. Вверх по разрезу они нередко ветвятся на 2—3 и более стволов и выклиниваются. По нашим представлениям, приведенные выше описания точно соответствуют мелким подводным долинам ручьев и речушек, стекавших в водоем. О том, что это прибрежная зона, показывает и полоса развития косой слоистости в той же расслоенной серии (что указывают утолщенные к основанию стрелки на рис. 92, б).

4. Не находит объяснения с магматических позиций и образование прерывистого по простиранию кольца апатитовых руд Хибин с весьма закономерной зональностью и характерным расположением их типов. Суть ее в следующем. В ряде мест залежи образуют многоэтажно расположенные, овалоподобные (в плане), уплощенные линзовидные тела, постепенно выклинивающиеся к краям. Часть из них выклинивается по восстанию, не достигая современной поверхности. Иногда ряд из них срастается своими утолщенными частями в единую сложную залежь, сходную с биогермами (например, на Коашве). Все залежи выклиниваются по падению, но на разных глубинах. Весьма характерно, что в верхних приконтактовых краях апатитовых залежей наблюдается косая слоистость, горизонты конгломератов, конгломерато-брекчий или брекчий, которые ведут себя как нормальные осадочные согласно залегающие породы, иногда чередующиеся с хорошо слоистыми песчаноподобными рудами. С глубиной исчезает косая слоистость и выклиниваются горизонты грубообломочных апатитовых руд, замещаясь песчанистыми, слоистыми или пятнистыми нефелин-apatитовыми рудами. Брекчии и конгломерато-брекчии этой слоистой серии никогда не секут соседних разностей руд. Остроугольные обломки в них не образуют хаотически расположенную массу, а залегают своими плоскими, вытянутыми боками согласно с общей слоистостью или элементами залегания залежи в данном участке, что на большом статистическом материале доказал еще в 1975 г. Е. А. Каменев. Все подобные признаки присущи только прибрежно-морским и лагунным фосфатонакоплениям внутренней части шельфовой зоны и началу континентального склона бассейна. Для таких фосфатных образований не имеет значения, что их подстилает и что будет перекрывать. Кроме того, не возникает проблемы, где брать окись кальция для образования апатита и фосфатов, так как это наблюдаемый и сегодня хемогенно-биогенный осадочный процесс. При магматогенном генезисе это уже неразрешимая проблема по разным мотивам. Прежде всего СаО в породах дефицит, ибо он входит только в качестве примеси в другие минералы, и изъять его даже волевым путем, как это нередко делают геологи, весьма трудно, так как не видно такого процесса (и следов его действия), который позволил бы заимствовать окись кальция для этой цели. Не ясно, откуда был взят и доставлен сюда же в требуемой пропорции к СаО другой компонент апатита — P_2O_5 . Объявляемая генетическая

связь апатита с подстилающими руды ийолит-уртитам (по Е. А. Камневу и др.), не доказана и не решает этой проблемы, тем более, что даже мощности этой рудогенерирующей магмы не соответствуют изменчивости мощностей апатитовых руд. Кроме того, их часто нет в разрезе, где есть эти руды, в том числе расположенные в ризкорритах. Не понятно, почему нет апатитовых руд в других горизонтах ийолит-уртитов? Ликвация — не панацея для решения этой проблемы, ибо она бессильна создать отмеченные выше особенности апатитовых руд.

5. Концепция магматического замещения непригодна для вывода из тупика магматистов (хотя и более эластична), по которой слоенность и все деформационные структуры можно рассматривать как теневые структуры замещенных и деформированных осадочных и эффузивно-осадочных пород. В то же время она требует допущения высокой пористости и проницаемости пород, а также высокой подвижности и малой вязкости магмы, способной фильтроваться через пустоты, поры и трещинки, т. е. мелкие каналы, так как крупных подводящих каналов (которые должны быть расположены часто для охвата огромных объемов горных пород процессами замещения) никто не фиксировал при съемке. Кроме того, такая магма обязана обладать особым составом, чтобы, ассимилируя эти породы, создать новые, наблюдаемые теперь и, наконец, либо должна быть необычайно перегретой (более, чем на порядок), чтобы обладать запасом энергии (не потеряв ее на пути) для переплавления огромного объема эффузивно-осадочных пород, почти на порядок превосходящих поры и трещины, ею заполненные, либо через последние должно пройти такое ее количество (и исчезнуть невесть куда), чтобы выполнить указанную работу. Нереальность существования такой магмы (и причин ее возникновения) подчеркивает ничтожный ореол фенитизированных пород вокруг этих громадных массивов (от нуля до первых десятков метров) и наличие остроугольных (не оплавленных) обломков вмещающих пород, впаянных в монолитные нефелиновые сиениты, занимающие у некоторых контактов древние зоны разломов.

6. Магматические концепции навязывают природе самый энергоемкий механизм образования таких массивов. Из наблюдений известно, что альбит и калиевый полевой шпат могут образоваться метасоматическим путем при температурах близких к $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ и не выше $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, о чем, по исследованиям А. М. Блох и И. В. Дагаевой, проведенным в 1980 г., свидетельствуют степень метаморфизма газовых углей (их карбонатизация) в контакте с альбит-калишпатовыми метасоматитами и отражательная способность витринита этих углей, являющаяся идеальным термометром геологических процессов.

Принципиальную возможность средне- и низкотемпературного образования полевых шпатов и других порообразующих минералов дают и экспериментальные исследования. Так, опыты А. Донских [12], проведенные на базальтовом субстрате при $P_{\text{H}_2\text{O}}=0,1\text{ ГПа}$ и $T=600\text{ }^{\circ}\text{C}$ в чистой водной и минерализованной средах с Na_2CO_3 ; $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ при отношении $\text{K/Na}=1/1,3-3/1$ показали, что начиная с концентраций $\sim 0,1$ Моль вместо плагиоклаза начинает появляться нефелин, а дальнейшее повышение минерализации ведет к появлению

канкринита, флогопита, щелочного амфибола, а также волластонита вместо плагиоклаза и диопсида. Проведенные им эксперименты моделируют образование щелочных пород в условиях еще далеких от плавления. Имеются данные о возможности такого же получения оливина при температурах около 500 °С и т. д., что подтверждает сказанное.

Как известно, все природные процессы по закону В. Ф. Освальда идут с минимальной затратой свободной энергии. Эти условия, например, могут быть обеспечены при метасоматическом (метаморфическом) преобразовании осадочных, эффузивно-осадочных и эффузивных пород и связанных с ними руд, отложившихся в озерных и прибрежно-морских бассейнах, затем смятых в брахиформные складки, грабен-синклинали и другие структуры, образующиеся в орогенный этап развития или глубоких прогибах протоплатформенного типа при их активизации, для которых характерны большие скорости осадконакопления и мощности пород, а также высокие тепловые потоки в участки, опущенные по разломам и захороненные под новыми толщами указанных выше образований. Как нам представляется, под их кровлей и шел процесс перекристаллизации этих пород, еще не потерявших минерализованные воды, захороненные в их порах, трещинах и разломах, а в ряде случаев и минерализованные рассолы различного состава. При этом сульфатные воды магниевой ветви могли способствовать созданию основных и ультраосновных пород; сульфатно-кальциевые — карбонатитов и анортитов, хлоридные — щелочных. При образовании этих пород весьма важное значение могли иметь и сами гипсоносные и соленосные (К-Na) отложения и, конечно, содовые образования, отложения соларов, развитых в некоторых вулканических областях (например, в Чили). Эти соленосные отложения практически никогда не сохраняются в метаморфизованных породах именно потому, что были израсходованы в процессе метаморфических реакций. Захороненные осадки, содержащие минерализованные воды и, возможно, указанные породы начали перекристаллизовываться при температурах, видимо, ниже критических для водных соледержащих растворов, способных к диффузионному и трещинному водообмену, из-за градиента температур между нижними и верхними частями измеряемой (7—8 км) колонны пород, а также разной концентрации растворимых солей. Это привело к наблюдаемому в каждом из массивов однотипному набору породообразующих минералов, количественные изменения которых из-за различия первичных пород создают все разнообразие метасоматических пород. Им же обязано различие элементов-примесей в новых минералах, соотношений Fe и Mg в оливинах ультраосновных пород и т. д., а иногда появление специфических минералов, отсутствующих в других разностях пород. Зональный рост минералов в расслоенных массивах, подобно метаморфическим, самая характерная черта, особенно ярко выраженная в Хибинском и Ловозерском массивах для нефелина. Избирательность замещения, когда одни породы замещены полностью и в них иногда видны лишь теневые структуры, а пачки и горизонты других или отдельные члены разреза сохранились не измененными или почти не измененными и прослеживаются из вмещающих пород в сам массив, например кварциты в Бушвельдском массиве, доломитизированные извест-

няки в Чинейском (Забайкалье) и в Арбарастахском (Сибирь) массивах и т. д., отсутствие или слабое развитие так называемого контактового метаморфизма вокруг таких плутонов (по тем же причинам) свидетельствуют в пользу метасоматической природы характеризуемых образований.

7. Весьма примечательной чертой Хибинского и Ловозерского массивов по исследованиям, опубликованным И. А. Петерсилье и М. А. Павловой в 1976 г., является феноменально высокое количество газов (до $150 \text{ см}^3/\text{кг}$), среди которых на долю метана приходится от 70 до 92 %, и соответственно меньших количеств этана, пропана, бутанов, H_2 , He, Ar и изредка CO_2 . Перечисленных газов больше в Хибинском массиве, чем в Ловозерском, и столько же в Иллимаусаке (Гренландия), в котором 49,6 % составляет метан (CH_4). Они неравномерно распределяются в породах и их минералах (около 54 % их в нефелине и только 1,27 % в апатите). Состав газов закрытых пор и трещинных полостей одинаков. В тектонических зонах, секущих массивы, эти газы отсутствуют; нет их в жильных и в дайковых образованиях. Во всех породах есть битуминозное вещество с ароматическими соединениями, и в них преобладают бензолные смолы над спиртобензолными. В Хибинском массиве есть и жидкие парафины. В древних метаосадочных породах, в которых расположены эти массивы, количество газов такого же типа меньше (максимум $86 \text{ см}^3/\text{кг}$ породы), и оно уменьшается с глубиной, что отмеченные исследователи связывают с возрастом и метаморфизмом. Эти данные позволяют считать, что отмеченные газы не фильтраты из вмещающих пород, а присущи самим массивам, что они нефтяного ряда и не отличимы, как заявляют эти исследователи, от газов осадочных пород. Однако принимая как аксиому магматический генезис этих плутонов, они признают, что выявить различия между газами осадочных и магматических пород им не удалось. Вопрос же о том, возможна ли сохранность этих газов при температурах плавления нефелиновых сиенитов, не обсуждается. Консультация с химиками-органиками на этот счет позволяет нам заявить, что эти газы выгорели бы в магме. Это еще одно существенное противоречие магматической концепции реальным фактическим данным.

Можно было бы продолжить список противоречий, связанных с магматическими гипотезами образования расслоенных плутонов. Они являются оковами и неверным ориентиром большинства проводимых экспериментальных исследований в этой области, мешают выяснению реальных закономерностей образования расслоенных плутонов и связанных с ними руд, их поисков и оценки

ХIII. СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

1. Плоскостные и линейные текстуры, связанные с тектонической перестройкой метаморфических толщ

При картировании метаморфических комплексов установление слоистости является важнейшей задачей. Она представляет значительные трудности, и в этом случае особенно важен комплексный

подход к ее выявлению. Необходимы детальные структурные исследования с корреляцией разрезов и широким применением петрографических методов, дешифрирование аэрофотоснимков, прослеживание маркирующих горизонтов. Большую помощь окажут также микропалеонтологические, радиологические, петротектонические и геофизические исследования.

По вопросу о характере залегания регионально-метаморфизованных толщ единого мнения среди геологов до сих пор нет. Н. В. Фролова, много лет изучавшая метаморфические породы докембрия Восточной

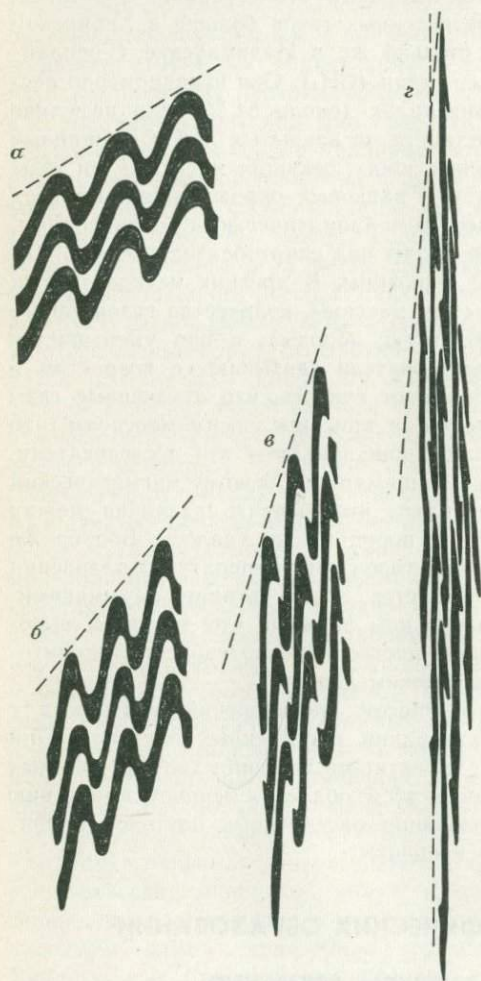


Рис. 93. Перестройка плоскостной текстуры в ходе образования мелких тесно сжатых складок (по В. Эзу).

а—г — различная степень расплющивания мелко-плойчатых структур

Сибири, считала, что «все метаморфические породы архея в главной массе ведут себя как смятые в складки пласты нормально осадочных пород, и для них характерна сравнительно частая смена фаций по стратиграфической вертикали и исключительно хорошая выдержанность по простиранию». Вторичные плоскостные текстуры (кристаллизационная сланцеватость, полосчатость, гнейсовидность), по мнению ряда авторов (Д. С. Коржинский, В. А. Николаев, Н. В. Фролова, Б. М. Роненсон и др.), в основном совпадают с направлением первичной слоистости. Согласно другой точке зрения (высказанной в работах С. Бубнова, Д. Тернера, В. В. Эза и др.) первичная слоистость, за редким исключением, в метаморфических породах не сохраняется, а те полосчатые текстуры, которые создают поверхности раздела внутри метаморфических толщ, являются не реликтами первичной слоистости, а крыльями тесно сжатых изоклиналиных складок, осложненных разрывными нарушениями и вторичной сланцеватостью осевой плоскости (рис. 93).

Для метаморфических толщ характерны новообра-

зованные текстуры, такие, как сланцеватость, полосчатость, линейность, гнейсовидность, стебельчатость и другие линейные текстуры, зашувывающие первично осадочную слоистость.

В условиях высокого петростатического давления, достигающего на глубине 1 км 27—29 МПа, а на глубине 10 км — 270—280 МПа, и высоких, близких к плавлению, температур даже устойчивые минералы начинают частично растворяться в направлении сдавливания, но соответственно «расти» в перпендикулярном направлении. Образуется ориентировка минералов, называемая кристаллизационной сланцеватостью, столь характерная для метаморфических пород. Такая перекристаллизация может происходить без изменения минерального состава, хотя обычно происходит образование новых минералов за счет разрушения неустойчивых в зоне метаморфизма. Первичная слоистость в этих случаях обычно не сохраняется.

Как известно, под сланцеватостью понимают расположение пластинчатых и удлинённых и уплощённых зерен минералов в одной плоскости. Выделяется сланцеватость, совпадающая со слоистостью (сланцеватость слоистости), и сланцеватость осевой плоскости, т. е. почти параллельная осевой плоскости складок. Иногда оба типа сланцеватости наблюдаются в одном образце, располагаясь косо друг к другу. Природа сланцеватости рассмотрена в разделе «Микроструктурный анализ».

Линейность фиксируется в породах субпараллельным положением удлинённых и игольчатых минералов в плоскости сланцеватости и является наиболее четким отражением ориентировки минералов в метаморфических породах (рис. 94). Иногда она сопровождается веретенообразными или линзовидными скоплениями минералов, вытянутых в одном направлении. Такие обособления иногда именуют стебельчатостью, или карандашными структурами. Последние встречаются в некоторых разновидностях глинистых сланцев в Тюрингии. Они располагаются там перпендикулярно слоистости и, по нашим наблюдениям, представляют собой результат раздавливания пород при смятии с образованием неровных, коротких, почти перпендикулярных слоев, но разно ориентированных к ним трещин отрыва.

Полосчатость — важное свойство метаморфических пород. Она может быть связана с первичной слоистостью метаморфизованных осадочных отложений, но бывает и результатом динамометаморфической милонитизации и расланцевания пород в зонах разломов. Однако полосы в зонах разломов довольно узкие и занимают секущее положение к первичным и полосчатым текстурам и слоистости. Примером полосчатости тектонического происхождения является изученная К. М. Мельниковой Итака-Могочинская тектоническая мобильная зона (Восточное Забайкалье). В Итака-Могочинской зоне наблюдаются повышенная метасоматическая минерализация, мигматизация, окварцевание, внедрение кварцевых жил; она контролирует гидротермальные рудопроявления. Направление этой протяженной более чем на 100 км тектонической зоны субширотное. Она пересекает породы архея Могочинского выступа Алданского щита, имеющие северо-западное простирание. Сланцеватость и полосчатость пород, маркирующая эту зону

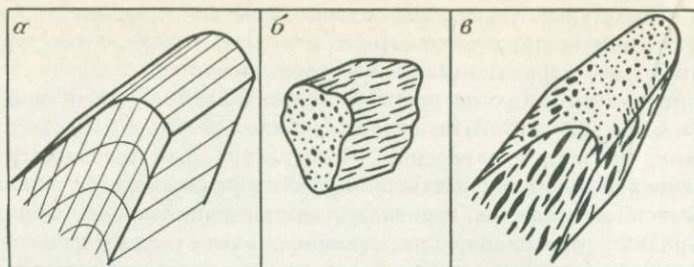


Рис. 94. Типы линейных текстур [39]

a — линейность на поверхностях сланцеватости, обусловленной ее пересечением со слоистостью; *б* — линейная текстура породы, *в* — то же, вытянутая вдоль осевой поверхности перпендикулярно шарниру складки

на всем ее протяжении, имеет субширотное простирание, секущее по отношению к простиранию архейских складчатых структур примерно на $15-25^\circ$. Таким образом, «полосчатость» — нейтральный термин, необходимый только до выяснения истинной природы ориентировки в метаморфических образованиях. В ряде случаев совместно с полосчатостью и сланцеватостью, совпадая с ними или рассекая их, наблюдается система тонких сближенных параллельных или веерообразно расположенных трещин, именуемых многими (Г. Д. Ажгирей, А. Михайлов, В. Павлинов, Ф. Тернер и др.) кливажом.

В иностранной литературе все упомянутые выше структуры объединяются под общим названием «полосчатая структура» (foliation).

Интенсивное развитие сланцеватости осевой плоскости и тонкого разлинзования в тесно сжатых складках может затушевывать следы слоистости. Происходит перестройка плоскостных текстур, подробно рассмотренная Ф. Тернером и Л. Вейсом. Сущность этого явления состоит не только в образовании новой метаморфической полосчатости, которая сечет и маскирует первичную слоистость, но и в вытягивании и уплотнении замков складки, крыльев, тектонических линз и будин. Новообразованная расслоенность метаморфических толщ, по их мнению, представляет собой чередование тектонических пластин линзообразной формы.

Несмотря на сложность мелких структурных форм, наблюдаемых в некоторых метаморфических породах, неоднократность деформаций, которые они претерпели за долгий период своего существования, и широкое развитие сланцеватости и тонкой трещиноватости, затушевывающей первичную слоистость, последняя видна в разрезе многих метаморфических толщ так же, как и остатки косослонистых серий, волноприбойные знаки поверхности размыва и другие доказательства их первичноосадочного происхождения, не затушеванные неоднократными процессами метаморфизма и тектонических преобразований.

2. Слоистость метаморфических толщ

Даже в глубокометаморфизованных породах наблюдаются реликты первичной слоистости и признаки нормально осадочного происхожде-

ния пород. К ним относят ритмичную слоистость, которая наблюдается среди многих гнейсово-сланцевых толщ нижнего протерозоя Балтийского щита, в которых метаморфизм достиг высокой степени (гранатовые, кианитовые, ставролитовые и другие кристаллические сланцы и гнейсы). Н. Г. Судовиков описывает ритмичную слоистость на примере Ладожской гнейсово-сланцевой формации (Карелия), где в основании каждого ритма залегают грубозернистые аркозовые метапесчаники, переходящие вверх по разрезу в биотитовые или порфиробластические андалузит-ставролит-кордиеритовые биотитовые сланцы. Мощность ритмичных слоев колеблется от нескольких сантиметров до 1—3 м. В гнейсах Карелии, как описывает К. А. Шуркин, ритмы реликтовой слоистости подчеркиваются грубополосчатой текстурой мигматитов. Однако иногда эта полосчатость, возможно, связана с односистемной трещиноватостью или сланцеватостью. В. А. Николаев и Н. В. Горлов считают, что довольно надежными признаками, позволяющими сопоставлять полосчатость кристаллических сланцев и гнейсов со слоистостью исходных первичноосадочных пород, являются большая мощность отдельных слоев полос и резкие различия в их составе. Если же полосчатость имеет линзовидную текстуру, а мощность полос мала, то это могут быть и новообразованные полосчатость и сланцеватость по трещинам, параллельным осевым поверхностям смятых складок.

Косая слоистость, встречающаяся иногда в метаморфизованных песчаных и песчано-глинистых толщах докембрия, является одним из убедительных доводов в пользу осадочного генезиса пород и надежным признаком для определения нормального или опрокинутого залегания пластов. Реликты косой слоистости авторы наблюдали в глубокометаморфизованных породах желтулинской серии Алданского щита.

Маркирующие горизонты среди монотонной гнейсово-сланцевой серии таких пород, как кварциты, мраморы, графитосодержащие горизонты, джеспилиты и др. являются очень важными элементами разреза, опорой его стратиграфического расчленения и выявления структурных форм, образуемых этими толщами. В этом расчленении разреза важен количественный учет слоев в пачке и выявление выдержанности или фациальной замены одних горизонтов другими, как это делается и при картировании неметаморфизованных «немых» (лишенных фауны) толщ.

3. Складки в метаморфических толщах

Складчатая тектоника метаморфических толщ имеет специфические черты. К ним относятся: разнообразие складчатых форм даже на небольших площадях, разные размеры и пространственное положение складок, сочетание складок разных порядков с отличающимися по форме замками, степенью сжатости, от изоклинальных, опрокинутых, ныряющих и лежащих до относительно простых складок. В плане они могут быть линейными, брахиформными и куполовидными со всеми переходами между ними. Если нет признаков для установления нормального или опрокинутого залегания пород и не разработана стратиграфическая колонка для района, то в зависимости от того, куда направлена

выпуклость складки, вверх или вниз, ее называют антиформной или синформной (рис. 95)

В метаморфических толщах преобладают подобные и дисгармоничные складки. Дисгармония выражается в том, что слои, отличающиеся по составу, нередко различно деформируются в одной и той же складке. При этом форму складок часто не удается проследить в нижележащих слоях более чем на несколько метров. Такие быстро «угасающие» вверх и вниз по разрезу складки называют внутрислоевыми.

В зависимости от соотношения длины и ширины складок в плане в метаморфических толщах чаще всего образуются линейные складки, а при меняющейся ориентировке шарниров — брахиформные складки. Характерно, что если в осадочных породах брахиформные и куполовидные складки имеют крупные размеры, то в метаморфических породах такие складки могут быть и мелкими. Такого рода складки описаны в Северной Карелии (рис. 96), авторы наблюдали такого типа складки («сосульковидные», по Б. И. Кузнецову и В. В. Эзу) в Северном Забайкалье. Среди метаморфических сложноскладчатых толщ довольно характерными являются складки течения с извилистым рисунком поперечного сечения, образовавшиеся, по Я. Седрехольму, путем инъекции гранитной магмы в глубокометаморфизованный и частично расплавленный субстрат пород. Сложноскладчатые жилки сложены большей частью гранит-аплитами, пегматитами, кварцем и полевым шпатом и называются птигматитами. Предполагается, что они образуются при смятии пород в складки, одновременно происходит и пластическое и магматическое течение материала птигматита. Однако эти представления не имеют фактического обоснования, и вопрос образования птигма

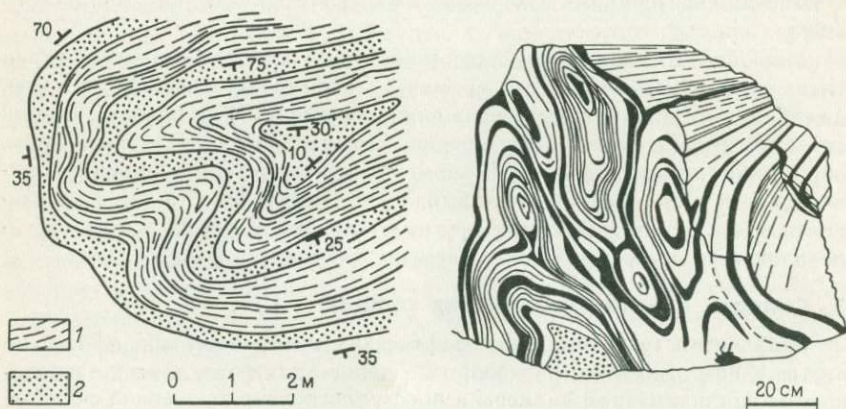


Рис. 95. Антиформные и синформные складки, усложняющие более крупную антиформную складку в карбонатно-терригенных породах бутунской свиты (Удоканская серия PR₁, Северное Забайкалье)
1 — метаалевролиты; 2 — метапесчаники

Рис. 96 «Сосульковидные» складки в мигматитах (Северная Карелия), по Б. И. Кузнецову [39]

титов остается открытым и дискуссионным. Всеми отмечается, что пегматитовые жилы имеют более кислый состав, чем вмещающие породы.

Довольно часто в метаморфических породах встречаются изоклиналильные складки. Их широкое распространение в отдельных пачках пород приводит к большим сложностям при картировании. Многие исследователи при маршрутных пересечениях вкрест простирания метаморфических тел отмечают их моноклиналильное залегание, в то время как при прослеживании геологических границ по простиранию видны сложные складки с амплитудой в десятки и сотни метров. В направлениях, параллельных осевым поверхностям, развиваются полосчатая, линзовидная и сланцеватая текстуры. Иногда в обнажениях видны замки складок, при этом породы в замковой части расчленяются на очень тонкие линзы, параллельные осевой поверхности.

Когда среди слоев пластичных пород залегают пласты более жесткие, то вследствие их раздавливания возникает разнообразная будинаж-структуры (рис. 97). Они получили широкое распространение в породах докембрия. Это обломки бочковидной или ромбовидной формы, «закатанные» в материал более податливых соседних пластов. Слои с будинаж-структурами часто служат маркирующими горизонтами при картировании, они повторяют реликты слоистости и помогают в выявлении сложных складок в древних метаморфических породах. Изоклиналильные складки метаморфических пород обычно очень острые, сильно сжатые, с длинными крыльями и узкими замковыми частями. Когда замок разрушен и в обнажениях видны лишь участки крыльев, то складывается впечатление, что породы имеют простое моноклиналильное залегание. Однако в ряде случаев разные участки подошвы или кровли одного

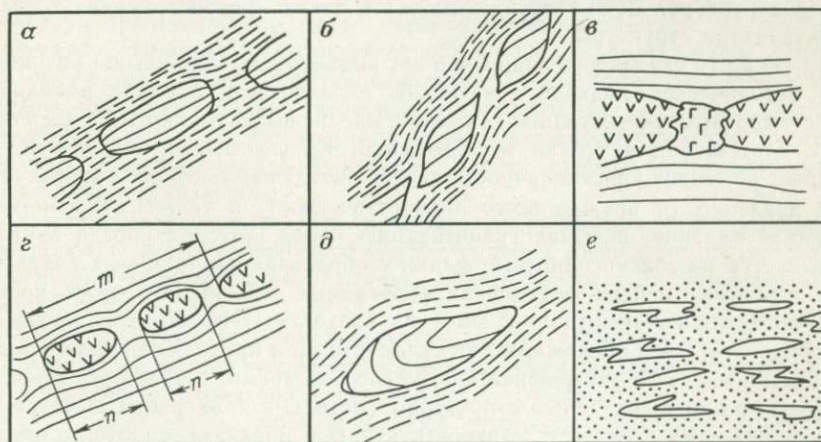


Рис. 97 Структуры будинажа и разлинзования, по Г. В. Тохтуеву
 а — бочкообразные будины; б — будины, ограниченные поверхностями скальвания; в — магма, внедрившаяся в межбудинное пространство; з — схема измерений для расчетов степени растяжения пластов (m — общая длина растяжения, n — длина будин), д — фрагмент ядра складки внутри будины; е — линзовая структура с фрагментами складок

и того же слоя соприкасаются, и материал из ядра складки как бы выжимается. По разобшению будин удается установить, что растяжение будинированного слоя иногда достигает 5—10-кратного размера.

Сочетание складок разных размеров. Многие исследователи отмечали разнообразие формы и поперечные размеры складок от первых сантиметров до десятков и сотен метров. Это приводит к тому, что в замковых частях крупных складок поворот слоев плохо заметен, так как он осложнен складками высших порядков. При широком развитии мелкой складчатости крупные складки представляют собой изгибы зеркала или огибающие поверхности мелких складок, и при геологической съемке картируется лишь обобщенное положение геологических границ, что упрощает и схематизирует картину.

Ряд исследователей отмечают определенные закономерности взаимоотношений разновозрастных мелких и крупных складок. По их мнению, они сходны по форме поперечного сечения. Так, если крупные складки сильно сжаты, то и осложняющие их мелкие складки также будут сжатыми. Одновременно образовавшиеся мелкие и крупные складки сходны не только по форме, но и по своему положению в пространстве. Их осевые поверхности и шарниры в целом параллельны, отклоняясь только в силу изгиба шарниров и нецилиндричной поверхности самих складок, а также в том случае, когда мелкие складки высших порядков расходятся веерообразно. Также сходны и складки разных размеров, но одного и того же возраста, по соотношению с разрывами различных типов. Вместе с тем надо помнить, что при образовании толщ мелкая складчатость могла возникать в результате оползания слоев или при мутьевых потоках и опережала складкообразование. По таким складкам, часто не отличимым от описанных выше, т. е. одновременных с образованием крупных структур, нельзя судить об общей складчатой структуре. Лучше вообще избегать таких «реконструкций» общей складчатой структуры.

Из всего сказанного видно, что нет никакой принципиальной разницы в методическом подходе к изучению складчатости в слабо и сильно метаморфизованных толщах. Такое же мнение высказывают В. Н. Горлов, Н. А. Казаков и другие исследователи Кольского полуострова. Различие в степени кристалличности определяют более высокая температура и давление (и прежде всего литостатическое), а также метасоматические явления, включая гранитизацию пород, которая иногда накладывается на зеленосланцевые фации с образованием типичных очковых и обычных гнейсов без всяких переходных зон между этими породами (если исключить 1—2 мм у их контакта). Именно этот процесс, в ряде случаев сопровождающий складчатость и продолжающийся практически после ее завершения еще некоторое время, создает псевдоморфозы по ранее созданным структурам (методы и примеры их выявления описаны нами в разделе «Микроструктурный анализ»), вплоть до образования палингенных гранитоидов, сохранивших все черты смятых и растащенных разрывами на блоки сланцев, по которым гранитоиды образовались. Примером такой псевдоморфозы гранитоидов по сланцевым толщам является обнажение у впадения р. Кафиринган в р. Вахш (у дороги). В нависающих над дорогой скалах видны ть-

личные складки течения, которые при ближайшем рассмотрении оказываются нацело гранитизированными сланцевыми породами.

В подобных случаях более пластичные породы (филлитовые и слюдяные сланцы, серпентиниты) формируются в более мелкие, сложные складки течения, а более прочные, жесткие породы (кварциты, мраморы) образуют более простые, так называемые аркогенные складки, что приводит к широкому развитию в метаморфических толщах дисгармоничной складчатости, сходной со складчатостью в малометаморфизованных породах. Механизм формирования дисгармоничных складок волочения, образующихся в пластичных, «податливых» породах, такой же, как и для складок изгиба со скольжением в обычных осадочных породах с разными механическими свойствами. Более того, иногда те складки, которые мы принимаем за складки течения, на самом деле оказываются результатом оползней и мутьевых потоков, одновременных осадконакоплению, а метаморфизм запечатлел их как обычные псевдоморфозы.

4. Гнейсовые и гранито-гнейсовые купола, разделяющие их синклинали и связанные с ними линейные и плоскостные ориентировки минералов

В древнейших метаморфизованных породах архея встречается своеобразный вид складок — гранито-гнейсовые купола (рис. 98). Это довольно крупные овальные или несколько удлиненные в плане куполовидные поднятия, нередко сложенные в центральной части гранитогнейсами, мигматитами, иногда реоморфическими гранитами, амфиболитами, а также биотитовыми и другими гнейсами. В поперечнике их размеры иногда достигают десятков километров.

Обычно в центральной части куполов линейные и плоскостные тектуры гранитогнейсов имеют горизонтальное или полого наклонное залегание. Иногда гранитогнейсы осложнены в центральной части брахисинклинальным, грибовидным пологим прогибом (такую форму имеют, например, гранито-гнейсовые и мигматитовые купола, окружающие со всех сторон Кодаро-Удоканский нижнепротерозойский прогиб). В краевых частях куполов падение пород крутое до вертикального.

Метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фации, вмещающие гранито-гнейсовые купола, смяты в пережатые прямые или наклонные принтрузивные складки, осевые поверхности которых изогнуты, гибкая купол.

Л. Салоп выделяет еще складчатые гранито-гнейсовые овалы, образованные древними глубокометаморфизованными породами и имеющие в плане сотни километров в поперечнике.

Механизм образования купольных структур обусловлен радиальными, направленными вверх движениями, связанными с внедрением кислых магматических масс в конце нуклеарной (по Е. В. Павловскому) стадии развития базитового фундамента континентов. Эти же движения явились причинами образования складок течения на крыльях гранито-гнейсовых куполов.

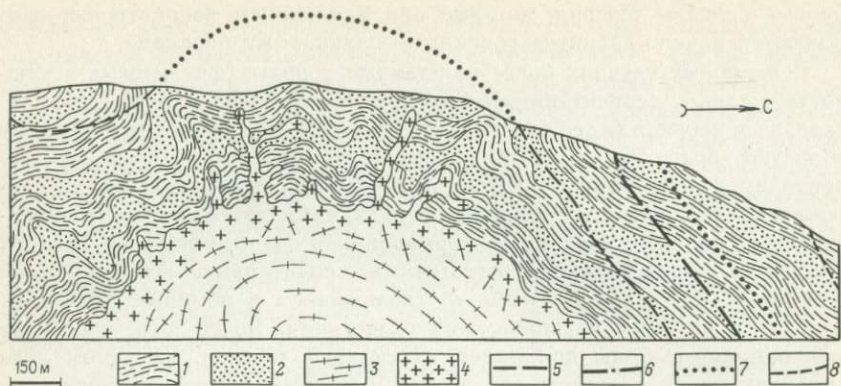


Рис. 98. Разрез через восточный склон Бурпалинского гранито-гнейсового купола (правобережье р. Каларский Калакан, Северное Забайкалье), по А. Лейтесу и В. Федоровскому.

1 — кварц-биотитовые сланцы; 2 — кварциты; 3 — биотитовые гранито-гнейсы; 4 — пегматитовые граниты; 5—8 — изограды зон контактового метаморфизма (5 — биотит-силлиманитовая, 6 — андалузит-кордиеритовая, 7 — андалузит-ставролитовая, 8 — гранатовая)

Другим достаточно хорошо изученным районом развития таких куполов являются Карелия и Приладожье, где архейские амфиболиты, биотитовые, амфибол-пироксеновые и другие гнейсы и местами рвущие их гранитоиды того же архейского возраста слагают купольные структуры, разделенные сложно построенными синклиналиями. На них несогласно залегают многокилометровая беломорская серия рифейских стратифицированных толщ, разделенная на ряд согласно залегающих свит, представленных разнообразными по составу и сочетаниям биотитовых, амфиболовых и других гнейсов с прослоями и линзами амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев. В них чем выше по разрезу (т. е. дальше от фундамента), тем в более сглаженной форме проявляется перекрестная складчатость северо-западного и северо-восточного простирания. В размытых ядрах антиклиналей обнажаются и архейские купольные структуры. Архейские ядра складок имеют в плане овальные сглаженные контуры. Состав пород, их структуры разных порядков изучались многими исследователями (А. А. Полкановым, Н. Г. Судовиковым, К. О. Кратцем, С. И. Макеевским, Д. Т. Мишаревым, К. А. Шуркиным, Н. В. Горловым, Л. В. Калафати и др.) и эти данные в обобщенном виде изложены Н. В. Горловым, детально изучавшим приуроченные к ним пегматитовые поля. Указанные исследователи считают, что перекрестная складчатость образована двумя различно ориентированными фазами или этапами сжатий.

5. Наложение складчатых структур

Критерии выявления числа фаз складчатых деформаций с различным планом являются остро дискуссионными и еще недостаточно разработаны. Метаморфизм толщ дополняет трудности в установлении

этих признаков. Ряд исследователей считает, что достаточными являются такие морфологические признаки, как изгиб осевых поверхностей складок с образованием синформных и антиформных структур (рис. 99), наличие мелких складок, поперечных к крупной, изменение формы шарниров ранних складок при наложении на них новых (рис. 100), особенно в замковых частях более крупных складок, где они поперечны ее оси. Все это иллюстрируется на примерах мелких структур близкого порядка, причем не учитывается, что даже в элементарных экспериментах, воспроизводящих складчатые деформации, напряжения в разных частях структуры неоднородны, тем более в пластичных породах, способных создавать сложную мелкую складчатость. Примером таких деформаций является сложная разноориентированная, мелкая складчатая структура таврической серии триаса в Крыму.

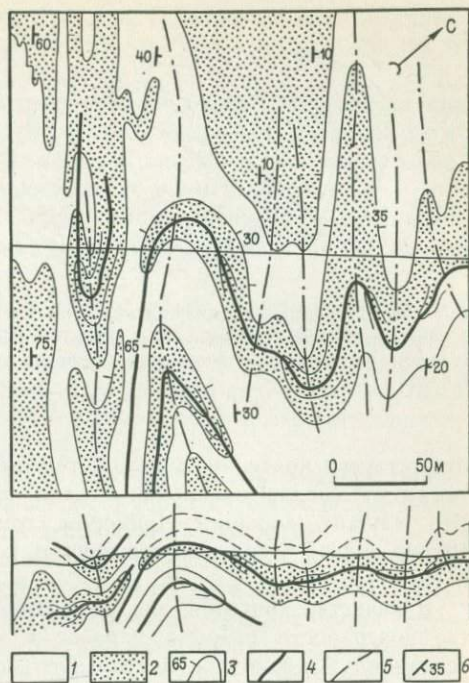


Рис. 99. Наложение прямых складок на лежащие изоклиналильные складки (Северное Беломорье), по Б. И. Кузнецову.

1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — границы пород (штрихи в сторону падения); 4 — осевые поверхности ранних складок; 5 — осевые поверхности наложенных складок; 6 — элементы залегания пород

Поскольку складчатость представляет собой результат объемной деформации, то, следуя приведенным выше морфологическим признакам, обычная ундуляция осей крупных складок должна рассматриваться как результат двух разновозрастных ортогональных (перпендикулярных) складчатых деформаций, что неверно. По наличию нескольких плоскостей сланцеватости, а то и кливажа (смешивая в это понятие параллельную сближенную трещиноватость и сланцеватость) выделяют и соответствующее число складчатых деформаций, не анализируя ни конкретную геологическую обстановку, ни возможности появления этих систем при одном развивающемся процессе деформаций.

Особенно сложными, растянутыми, причудливо закрученными, разорванными и самостательно деформированными частями выглядят складки, связанные с лавинной седиментацией (мутевыми потоками, гравитационными оползнями и т. д.), которые не имеют отношения к собственно эндогенной складчатости. В зависимости от степени последующего метаморфизма пород их нетрудно будет спутать со складками пластического течения при образовании мигматитов, и фактически

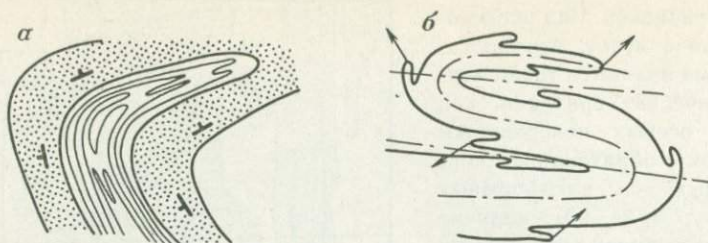


Рис. 100. Признаки наложения складчатостей, по В. Эзу.

a — мелкие складки, поперечные к крупным, помогающие обнаружить раннюю крупную складку; *b* — изменение положения шарниров ранних складок при наложении новых складок

отсутствуют критерии отличия теневых структур лавинной седиментации от следов начальной стадии плавления пород и их течения. Это служит хорошим примером тому, что по мелким складкам трудно судить о крупных структурах, которые собственно и интересуют съемщика.

В качестве критерия, заслуживающего внимания, может быть смятие поверхности разрыва наравне с крыльями складок, которые он осложняет. Однако документального описания таких примеров мы не встретили в публикациях. Часто можно найти в литературе примеры унаследованного плана складчатых деформаций, где складки более молодых несогласно залегающих пород менее сжаты и проще построены, чем древние, их подстилающие, а случаи разновозрастных складчатых структур разного простирания довольно редки. Так, в Забайкалье, по наблюдениям ряда исследователей (В. Шульдинера, В. С. Алкина, В. В. Старченко и др.), установлено, что на древние складки северо-западного простирания в архейских породах наложены протерозойские складки северо-восточного направления. В архейском фундаменте Кодаро-Удоканского прогиба также отмечаются две системы пересекающихся, почти изоклиальных складок, изгибающих мигматитовую полосчатость и сланцеватость северо-восточного направления.

Выше мы указывали, что исследователи Карелии и Приладожья также допускают наложение в этом регионе двух фаз складчатости. Однако, решая эту проблему, нельзя обойти вниманием форму синклиналей, разделяющих купольные структуры, их простирание, положение плоскостных и линейных текстур минералов, степень метаморфизма архейских и перекрывающих их несогласно протерозойских толщ, физико-механические особенности их деформации и другие вопросы. Анализируя эти данные на примере беломорской серии Карелии и Приладожья, И. П. Кушнарв [18] показал, что в кажущейся простоте объяснений особенностей структуры с позиций двух этапов складчатости заложены существенные противоречия. Возражения эти следующие.

1. Несущественная разница метаморфизма архейских и рифейских пород; только контактовый метаморфизм архейских отложений, связан-

ный с гранитами того же возраста, мог создать местные отличия. Отсюда есть основания полагать, что главный метаморфизм был после образования беломорской серии.

2. С физико-механических позиций, возникновение новых складок поперек существующих представляется актом создания природой структур вопреки принципу затраты наименьшей энергии (принципу возникновения деформаций там, где сопротивление наименьшее).

3. При согласном залегании пород беломорской серии необъяснимо затухание складчатости двух указанных направлений вверх по разрезу.

4. Необъяснимы, с общепринятых взглядов, формы складчатых структур фундамента беломорид, которые, по существующим описаниям, имеют в поперечном сечении вид пологих и довольно широких антиклинальных купольных структур, а на крыльях становятся крутыми и в синклиналиях также быстро переходят в пологие, почти горизонтальные днища.

5. Сами складки не имеют строгой вытянутости как в северо-западном, так и северо-восточном направлении, а образуют прерывистые коленообразные, ломаные контуры, при этом углы их округлены.

6. Не находит объяснения линейная и плоскостная ориентировка минералов и особенно линейность в пологих купольных структурах. Последняя ориентировка преимущественно по падению купольной структуры. Нередко она внезапно меняется, вне зависимости от направления падения толщ, а ориентировка оптических осей минералов или их удлинение никогда не отражают двух взаимно перпендикулярных деформаций, соответствующих этой перекрестной складчатости. Микроструктурные диаграммы ориентировки минералов либо отражают характер одной деформации в мелких складках (*B*-тектониты), или образуют *S*-тектониты сплющивания в архейских породах, также отражая плоскость одной деформации обычно в мелких структурах.

7. Нет никаких сколько-нибудь убедительных доводов о последовательности и временном разрыве фаз деформаций, давших перекрестную складчатость. Есть лишь доводы, что они были в рифее и сопровождали региональный метаморфизм. Главные переходы контуров складок двух направлений в местах «пересечений» не способствуют, а затрудняют решение вопроса о последовательности появления их систем.

Единственным выходом из этого положения является учет блоковых перемещений карелид, которые были разбиты системой разломов, соответствующих современным простириям перекрещивающихся складок. Причем эти нарушения уже, видимо, существовали до отложения беломорской серии, т. е. являлись скрытыми разломами фундамента. Поднятие этих блоков в рифее привело фактически к складчатости штампового типа. В этом случае становятся понятными затухание складчатости вверх по разрезу, коленообразные изгибы их осей по простирианию, наличие сложных микроскладок в пологих купольных структурах (в результате раздавливания или выжимания отдельных типов гетерогенного разреза пород), появление линейности сложного узора из-за разного движения мелких блоков в этой купольной структуре, широкое развитие будинажа и т. д. При значительном поднятии этих блоков

временами возникали блок-диапировые структуры. Становится понятной и овальная (до округлой) в плане, сглаженная форма ядер, как форма, сокращающая трение протыкающего ядра о боковые породы и требовавшая наименьших энергетических затрат. Растягивание толщ и будин над вздымающимся куполом в жестких и вязких (типа амфиболитов) породах и создание сложной складчатости течения в пластичных породах, включая и ориентировку минералов в куполах — характерная и объяснимая этим процессом особенность формирования рассмотренных структур.

Из рассмотренного примера следует, что необходимо осторожно подходить к выделению разновозрастных и разноориентированных складчатых деформаций, полагаясь только на наличие иных простираний складок, не анализируя и не учитывая всей совокупности фактов. Более того, нередки случаи, когда только по наличию нескольких плоскостных S-структур в породах устанавливают столько же фаз деформаций. Этот формальный путь не годен, что можно проиллюстрировать хорошо известными примерами в природе. Так, при петрографическом изучении складки видно, что в пластичных породах образуется серия мелких складок, оси которых образуют веер по отношению к основной оси, а пластинчатые минералы повторяют слоистость, замерив которую в разных частях этой складки мы получим несколько различно расположенных S-структур. Кроме того, имеются и другие элементы (веерообразная трещиноватость, сланцеватость осевой плоскости), которые могут дополнить число S-структур и увеличить число деформаций приписываемой каждой из них. В связи с этим усложняющие основную структуру мелкие изгибы слоистости и сланцеватости слоистости во всех случаях не могут быть доказательством нового этапа деформаций, ибо любую гофрировку крыла складки, а тем более ундуляцию шарниров складок тогда следует принимать за разнофазные деформации, что неверно. Явления выжимания и течения пластичного материала создают местные, сложные сочетания усилий и связанных с ними деформаций. Учитывая все сказанное, выделение многих фаз складчатости с косыми (до поперечных) направлениями к ранним складчатым структурам требует особых доказательств и приведения фактического материала, не допускающего многочисленных противоречивых объяснений иным путем. В их числе совершенно необходимо учитывать различия в степени метаморфизма толщ, которые разделены несогласиями и предполагается их разноплановая деформация. Как обязательное условие, является составление детальной геологической карты с хорошо разработанной колонкой пород, изображением фактических замеров элементов залегания слоев и пачек пород, зарисовками (и фотографиями) обнажений и разрезов.

6. Разрывные нарушения в метаморфических толщах

Разрывные нарушения в метаморфических породах образуются как до метаморфизма и претерпевают изменения, связанные с этими процессами, так и в ходе метаморфических преобразований. Когда происходит тектоническое разлинзование пород, создающее сланцеватость

осевой плоскости в сильно сжатых изоклинальных складках, то этот процесс сопровождается прогревом и перекристаллизацией. Возникающие при этом разрывы часто также параллельны сланцеватости, и в ряде случаев трудно отличить поверхности сланцеватости от зеркал скольжения по плоскостям сместителя. По последним в соприкосновение могут быть приведены сложно смятые замковые части складок и параллельные разрывам крылья (см. рис. 94). Картина структуры усложняется еще и тем, что в метаморфических комплексах развиты опрокинутые и лежащие складки, а в них встречаются горизонтальные разрывы, искривленные в связи с последующими деформациями. Плоскости разрывов могут сминаться в складки вместе с нарушаемыми ими толщами. Поэтому их трудно распознать.

Все изложенное выше создает большие трудности при картировании разрывов в метаморфических толщах и привело многих исследователей к мнению, что в метаморфических комплексах мало разрывов, так как они «залечиваются» в связи с высокой пластичностью пород при метаморфизме. Однако детальное геологическое картирование показывает, что древние зоны бластомилонитов и протяженные разрывы, заполненные жилами древнего метасоматического кварца, картируются достаточно уверенно. Наиболее надежным признаком разрывного нарушения, которое следует нанести на геологическую карту, является смещение геологических границ по разрыву.

7. Структуры и текстуры метаморфических пород, связанные с дислокационным динамометаморфизмом

Динамометаморфизм происходит в верхних зонах земной коры под действием стресса. Он связан с тектоническими движениями, вследствие этого катаклиз и дробление локализуются вдоль разрывных нарушений, особенно с пологим падением сместителей. Если температура в процессе динамометаморфизма низкая, происходит обрушение, дробление. Совместное действие более высоких температур и давления приводит к изменению минерального состава вследствие перемещения вещества. Возникает кристаллизационная сланцеватость, полосчатость, проявляющаяся в чередовании слоев различных по размеру, составу и цвету минералов.

Специфические породы дислокационного метаморфизма — катаклазиты, милониты, бластомилониты. Нередко в зоны тектонических дислокаций проникают гидротермальные растворы, а иногда и магматические расплавы.

В результате разрушения и вытягивания мелкозернистых агрегатов разрушенных пород образуется разлинзованная порода, состоящая из тончайших линзочек различного состава (катаклазиты или милониты). Обломки, которые на ранней стадии катаклаза имели угловатую ромбическую форму, в дальнейшем округляются, разрушаясь, а тонкие «хвосты» мелкозернистого материала создают милонитовую полосчатость. Обломки округленной формы (порфиорокласты) иногда напоминают конгломераты. Новые минералы, образующиеся в процессе катаклаза, входят в состав новообразованных динамометаморфических

пород — бластомилонитов и бластокатаклизитов. Они слагают древние зоны разрывов достаточно большой протяженности. Обломки брекчированных пород в них испытали бластез, изогнутость и смятие пластических минералов, образование двойников скольжения. Внешне они несколько напоминают будинаж-структуры, отличаясь от последних секущим положением по отношению к полосчатости и сланцеватости метаморфических пород. В зонах бластомилонитов кварц пород переотлагается и вырастает в более крупные зерна — порфиробласты, а слюды, распыленные в процессе милонитизации, концентрируются в более крупные листочки, образуя участки кристаллобластовой и лепидобластовой структуры. Как правило, зоны бластомилонитов и бластокатаклизитов являются результатами крупной деформации и маркируют протяженные разломы, часть их параллельны осевым поверхностям значительных по размерам складок.

Милониты образуются при интенсивном направленном давлении. Они состоят из тонкораздробленного материала. Некоторые милониты характеризуются рассланцеванием и полосчатостью, другие представлены более однородными по внешнему виду плотными темными породами. Для состава пород динамометаморфизма важную роль играют исходный состав пород и степень дислокационного воздействия деформирующих сил.

Результаты контактового и гидротермального метаморфизма картируются по появлению новых преобладающих минералов, замещающих породообразующие и жильные минералы. Среди них выделяются: аргиллизация, каолинизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание, каолинизация, калишпатизация, скарнообразование и т. д. Эти процессы обычно меняют цвет пород, что облегчает их картирование. При проявлении процессов контактового и гидротермального метаморфизма, как правило, первичная структура пород затушевывается, а наложенные крупные разрывные структуры выделяются резче, так как они сопровождаются зонами измененных пород.

Зоны контактового метаморфизма по своим размерам не пропорциональны размерам интрузивных массивов, а зависят больше от наклона контактов интрузивных пород и содержания в них летучих компонентов. Так, например, мощность измененных пород в экзоконтакте Кураминского батолита (Средняя Азия) составляет первые десятки метров, а у Джидинского гранит-порфирового куполовидного массива, имеющего площадь $0,5 \text{ км}^2$, биотитовые и другие роговики, в которых полностью исчезли доинтрузивная трещиноватость и первичная слоистость, составляют в экзоконтакте мощность 500 м. У массивов Рудногорских гранитов (ГДР) мощность экзоконтакта, сложенного андалузитовыми роговиками, достигает 900 м, но в них все же можно выявить первичную слоистость и трещиноватость, определяющую ступенчатые контакты массивов.

Кратко охарактеризованные выше метасоматические образования имеют локальный характер, и наличие отчетливо видимых структур в неизмененных породах облегчает прослеживание и расшифровку таких образований в пределах зон контактового и гидротермального метаморфизма.

XIV. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

1. Основные положения

Геологическое картирование, как и любой вид работ, опирается на ряд основных положений и конечных целевых задач, ради которых проводится эта работа. Цели геологической съемки были изложены раньше, и мы не станем к ним возвращаться, а остановимся на способах их достижения и тех основах, без которых нельзя достигнуть желаемых результатов.

В число современных первооснов геологической съемки входит.

1. Знание горных пород и руд (петрографии, литологии и вещественного состава полезных ископаемых) и умение анализировать результаты их изучения.

2. Геохронологическое обоснование последовательности возникновения горных пород и руд — их относительного и абсолютного возраста.

3. Основательные знания структурной геологии и умение ее применять в процессе геологической съемки и других исследованиях.

4. Наличие топоосновы, соответствующей масштабу съемки.

5. Обеспеченность разновысотными аэро- и космоснимками, в том числе приведенными в данный масштаб съемки, а также необходимыми приборами для дешифрирования и обработки результатов аэрофотосъемки.

6. Знание основ дешифрирования аэрофотоснимков.

Очевидно, на некоторых из перечисленных положений нет особого смысла останавливаться, но некоторые следует рассмотреть и не обязательно в той же последовательности

Помимо настоятельной практической необходимости, развитие геологического картирования обязано появлению стратиграфической его основы, созданной на геохронологических принципах корреляции пород. Первоосновой такой корреляции явился биостратиграфический метод, базирующийся на установленной (доказанной) эволюции органического мира. Наряду с ним в нашем веке возникли разнообразные методы абсолютной геохронологии. Несмотря на решение общих проблем для целей стратиграфии, всегда имеются большие потребности совершенствования местных стратиграфических шкал, уточнение состава и последовательности залегания осадочных, эффузивно-осадочных, магматических и метаморфических пород и их взаимоотношений.

Особое внимание уделяется установлению характера залегания пород друг на друге (согласное оно или нет), типа несогласия и его распространенности, а также времени, к которому оно приурочено.

Геологическая карта должна составляться в поле, а не по точкам наблюдений или маршрутам в период камеральной обработки материалов, когда уточняется состав пород, изучается фауна и флора и т. д. (т. е. когда в основном идет детализация ее легенды) Именно в поле только и могут быть решены постоянно возникающие вопросы увязки и прослеживания маркирующих горизонтов и пачек пород, а также различных структур и их соотношений с другими или аналогичными

образованиями и т. д., поскольку еще есть возможность провести дополнительные маршруты для решения этих вопросов.

Литологический состав разреза и встреченная в нем фауна и флора служат основой для уточнения стратиграфии, суждения о палеоклимате и возможностях находок целого ряда важных полезных ископаемых, а также для решения многих других вопросов.

На картах должно быть показано то, что видно в поле, а масштаб карт определяет лишь степень генерализации наблюдений и возможность изобразить эту информацию в графической форме. Принципиально важные данные (маркирующие горизонты или пачки пород, месторождения и рудопроявления, места сбора фауны и флоры, минеральные источники, жерла вулканов и т. д.) могут быть изображены вне масштаба (т. е. с превышением его возможностей).

На геологических картах должны изображаться едиными полями (горизонтами) разновозрастные образования. Это могут быть как литологически однотипные, так и фациально различные породы. Показ их литолого-петрографических отличий зависит от масштаба карты, сложности разреза и его фациальной изменчивости.

Объемность карт и их читаемость во многом определяются тщательностью выявления и изображения структур, их сочетаний с рельефом местности и наличием элементов их залеганий. Другой стороной этой работы является понимание самим составителем изображаемых структур, ибо то, что не понято автором карты, не может быть донесено до тех, кто будет ею пользоваться.

На перечисленных принципах только и может быть правильно составлена карта, установлена складчатая и разрывная структура района, выяснен возраст интрузивных образований и руд и понята история развития региона в целом.

Геологическая карта является основным документом того, что видно на поверхности (в обнажениях и установлено по делювию) и выявлено при обязательном дешифрировании аэрофотоснимков и космических снимков на ней; также должны быть учтены данные по скважинам и горным выработкам. Все остальные карты разного назначения (металлогеническая, глубин эрозионных срезов, формационная, мощностей осадков, скоростей осадконакопления, тектоническая, палеогеографическая и т. д.) составляются на основе анализа геологической карты.

На перечисленных выше производных картах изображаются те заимствованные элементы информации, которые были на геологической карте и необходимы на новой, или результаты обработки заключенных в ней материалов, выполненной в ином профиле исследований. Кроме того, на них изображается новый дополнительный материал, который не мог быть показан на геологической карте.

2. Дешифрирование аэрофотоснимков и космических снимков

За последние 30—35 лет аэрофотосъемка, а затем и космические съемки поверхности Земли черно-белая в начальный этап, затем цветная и далее в различных спектрах (спектрозональная) радарная, инфракрасная и др., создали мощный импульс в развитии геологической

съемки, резко увеличив возможности для точной привязки обнажений, прослеживания и изображения горизонтов и пачек пород, выявления складчатых и разрывных нарушений и различного рода аномалий, связанных с выходами полезных ископаемых, и т. д. Результаты использования этих снимков только начинают проявлять себя и еще требуют введения основ дешифрирования и новой аппаратуры.

К настоящему времени у нас и за рубежом вышли из печати многочисленные книги [16, 23 и др.] и статьи, где изложены современные возможности аэро- и космосъемок в решении геологических и других задач, а также охарактеризована аппаратура, позволяющая вести дешифрирование и переносить его результаты на топокарты. Вслед за широким использованием аэрофотосъемки в настоящее время наступил период применения космической съемки, однако это не является помехой развития и совершенствования первой.

Аэрофотосъемка производится вертикально расположенной фотокамерой при одинаковой высоте полета по системе параллельных равноотстоящих маршрутов, обеспечивающих 30 %-ное поперечное и 60 %-ное продольное перекрытие аэрофотоснимков местности. Масштаб (M_a) этой плановой маршрутной съемки определяется отношением фокусного расстояния (f) к высоте полета (H). Поскольку фокусное расстояние (f) выражается в миллиметрах, а масштаб в метрах, то в одинаковых (метровых) единицах это отношение выражается формулой:

$$M_a = 10^{-3} \frac{f}{H}.$$

При наличии таких снимков, на которых любая точка по меньшей мере изображается дважды (а в центре снимка трижды), появляется возможность стереоскопического, объемного видения местности. Это осуществляется просмотром двух соседних снимков под стереоскопом или при помощи специальных очков, или других приборов, а также без них, после некоторой тренировки, путем раздвигания двух последовательно снятых снимков так, чтобы они давали единую объемную картину, сливаясь в одно изображение.

Для съемок вертикальных или крутосклонных поверхностей рельефа производится перспективная съемка фотокамерой, ось которой с вертикалью образует угол в 30 или 60°. Она ведется по отдельным извилистым маршрутам и в более крупном плане, чтобы четче были видны детали строения таких поверхностей. Кроме того, производятся аэровизуальные наблюдения перед началом съемочных работ и обычно еще раз после их завершения с целью прослеживания отдельных структур, выяснения взаимоотношений разломов или решения спорных вопросов, а также выборочной проверки результатов геологосъемочных работ. Они сопровождаются выборочной съемкой частей маршрута или отдельными кадрами интересных объектов.

Высотная аэросъемка ведется в высокогорных районах с высоты 6—7 км и выше и дает снимки большой обзорности в масштабах 1 : 100 000—1 : 300 000, позволяя выявлять крупные структуры и выяснять их взаимоотношения с другими, того же или более высокого ранга. Этот вид съемки является как бы промежуточным переходом к космической.

Космическая фотосъемка позволяет получать фотоизображение крупных территорий или целых материков, а также Земли и планет. Обычные масштабы ее снимков 1 : 500 000—1 : 5 000 000, а планетарных — 1 : 10 000 000—1 : 100 000 000. На ней теряются или видны слабо результаты хозяйственной деятельности человека, маскирующей роли растительности и т. д. (особенно на крупномасштабных снимках) и резко выступают самые крупные структуры земной поверхности. Вместе с тем не все масштабы этой съемки маскируют результаты человеческой деятельности, а также различия, связанные с растительностью, климатическими условиями, влажностью, заснеженностью, облачностью, дымкой и другими факторами, выявляемыми с помощью космических снимков, используемых для решения самых различных задач геологии, океанологии, геодезии, охраны окружающей среды, метеорологии, почвоведения, сельского хозяйства и т. д. На важных для геологии сторонах космической и других видах съемки мы остановимся несколько подробнее ниже. Отметим лишь, что крупномасштабные снимки с низкой разрешающей способностью (т. е. размерами различаемых элементов строения земной поверхности) не имеют никакого значения для геологии. Масштабность съемки определяет степень генерализации и достоверность изображения геологических структур.

Наибольшим распространением пользуются черно-белые аэрофото пленки и снимки с них. По А. Е. Михайлову и Н. С. Рамм [23], они различаются по спектральной чувствительности, общей светочувствительности, разрешающей способности, коэффициенту контрастности и фотографической широте. Наиболее универсальны изопанхроматические пленки, чувствительные ко всем лучам видимого света. Изохроматические чувствительны к синим, желтым и зеленым лучам, а инфрахроматические — к инфракрасным. Разрешающая способность пленок выражается числом линий на 1 мм и обычно составляет 160—250 линий/мм; она больше у низкочувствительных пленок с повышенным коэффициентом контрастности, которые применяются при съемках пустынь и других малоконтрастных объектов. На инфрахроматических пленках при съемках с высоты 4 км существенно ослабляется влияние дымки, хорошо известной всем фотолюбителям, и на ней хорошо фиксируются и дешифрируются растительность и даже небольшие различия во влажности пород.

Цветные аэрофото пленки обычно обладают меньшей разрешающей способностью, но позволяют получить снимки, близкие к естественным, однако их обработка в лаборатории всегда приводит к искажениям цветовой гаммы и поэтому дешифрирование ведется не столько по цвету, а скорее по цветовым контрастам между объектами.

Спектрональная аэрофотосъемка (на специальной пленке) объединяет лучшие качества инфрахроматической и цветной и ведется обычно в четырех диапазонах с применением светофильтров. Как полагают А. Михайлов и Н. Рамм [23], она позволяет отчетливо различать виды растительности (моховую, мохово-торфяную, травянисто-болотную, еловый, сосновый, лиственный древостой и его возраст и т. д.). Поскольку характер некоторой растительности является индикационной для различных пород, разломов, руд и т. д., эти различия приобретают

особое значение. Так, например, с помощью специальной программы автоматического дешифрирования Балтийского щита на участках развития гнейсов и гранито-гнейсов, перекрытых чехлом четвертичных отложений переменной мощности и в другом районе (в Лапландии), где развиты карбонатные, кремнистые и фосфатоносные осадки, перекрытые однородным по мощности чехлом рыхлых пород, установлено, что вереск *Hylocomium Mytilus* характерен для пород с повышенной влажностью и растет преимущественно на карбонатных породах, а участки пышного развития разнообразной растительности совпадают с фосфатоносными породами, в то время как полосы развития кварцитов характеризуются угнетенной растительностью.

Цветная аэрофотосъемка, по сравнению со спектрзональной, дает лучшие цветовые различия зон сухих степей, пустынь, осенней окраски смешанного леса, контрасты выходов коренных пород.

Нормальные спектрзональные снимки содержат как голубые, так и пурпурные тона изображения, а при неправильно подобранных фильтрах не только не имеют преимуществ перед черно-белой, но и не пригодны для дешифрирования. Кроме съемок в видимых световых диапазонах ведут инфракрасную (ИК) съемку (ультракрасную) тремя каналами, где один из них позволяет определять температуру поверхности с точностью до $0,5^{\circ}\text{C}$ [16]. Такая съемка проводилась и у нас для целей геологического картирования, поисков руд, инженерно-геологического и гидрогеологического картирования в районах, закрытых чехлом четвертичных отложений. По данным ИК-съемки, устанавливается хорошая корреляция температур почв, выявляются литологические различия пород по их отражательной способности, специфические движения подземных вод, водонасыщенность приповерхностного слоя, характер растительности, ширина океанических течений, различные тепловые аномалии. ИК-сканер с записью на магнитную ленту, фиксирует, в численном выражении с поверхности $1,5 \times 1,5$ м тепловые излучения, подобные фумаролам, позволяет отличать теплые (молодые) потоки лав от холодных и дает более четкие снимки, чем на фотопленке. Однако, например, слой мха в 1 м совершенно маскирует тепловые эффекты. На таких ИК-снимках хорошо видны разломы, как впрочем и на других, ибо это наиболее легко выявляемый элемент структуры.

Современные сканирующие устройства на спутниках позволяют производить геометрическую обработку съемок разных периодов и обходиться без геодезических работ, получить координаты любых точек и соответственно создать детальную топокарту, автоматически вычерченную по заданной программе универсальными стереофотограмметрическими приборами, имеющими в разных странах свои названия. Принципы введения различных поправок на кривизну земной поверхности, наклона аппаратуры, ошибки ориентирования, поправки на разные высоты снимаемой поверхности и т. п. достаточно подробно изложены Н. С. Рамм [23].

Разновидностью космических съемок и съемок с меньших высот (самолетная) является радарная. Ей не помеха облачность, не ограничено время съемки; она всепогодная. По виду она различается на радиотепловую и радиолокационную. Первая хорошо отражает микро-

формы рельефа и температурные данные, типы пород, карст, разломы, увлажненность, пористость, пустотность в породах и другие элементы. Радиолокационная позволяет получать электрические их характеристики, отображает рельеф и тектонические элементы. Помехой ей служат радиотени высоких обрывистых гор, ущелий и т. д. Большого распространения в геологических целях она пока не получила.

Широкие программы по изучению окружающей среды ведутся во всех развитых странах, в том числе в больших масштабах и у нас. Уже первые данные спутника EPTS-I позволили использовать его данные для учета степени загрязнения окружающей среды, определения биомассы водных бассейнов, составления геологических карт масштаба 1 : 10 000 и 1 : 25 000, выделения перспективных площадей для поисков эндогенных месторождений и горючих ископаемых (нефти и газа), а также наблюдений по технике безопасности работ в угледобывающих районах США и для других целей, что частично показано в 1976 г. Я. Г. Кацем и другими, и достаточно подробно изложено в переведенной на русский язык книге [16]. Так, например, аэрофотоснимки (и особенно снимки в разных зонах спектра) и мультиспектральное сканирование позволили выявить под мощным чехлом четвертичных осадочных пород, а также под ледниками вулканические и складчатые структуры, разломы разных порядков. Для выявления тектонических элементов была применена специальная обработка данных с магнитных лент — когерентная оптическая фильтрация и цифровая направленная фильтрация с усилением контрастности данных. Таким способом имеется возможность модулировать (изменять) соотношения цветов намеренно искажая их, но добиваясь контрастной окраски тех или иных пород, которые можно использовать в качестве маркирующих горизонтов или пачек при картировании. Указанная карта, составляемая на цифровой основе, показывающая интенсивность отражения снимаемой поверхности (переводимая в цветное изображение), по мнению некоторых исследователей, оказывается более наглядной, чем просто аэрофотокарта. В результате этим методом удалось получить геохимическую информацию и по хорошо различающимся на снимках в цвете данным судить о содержании двухвалентного железа, т. е. обнаружить железные шляпы, ориентирующие поиски руд, особенно в плохо изученных и малодоступных районах мира. Снимки в разных зонах спектра уже позволяют вести автоматическое распознавание объектов, при наличии эталонных, сходных изученных районов, и составление обзорных геологических и геоморфологических карт с помощью компьютера по шкале плотности телевизионного изображения (ЭДТ, методом сканирования), с поправками на разную освещенность поверхности Земли. Значимыми, хорошо различимыми объектами здесь являются те, которые имеют площадные размеры от 1 га и больше, не считая линейные (разломы, каньоны, линейные складки, ярко выраженная слоистость и т. д.), т. е. структуры линейные и разные по происхождению. При этом прерывистые, а то и просто неразличимые или невидимые крупные структуры на детальных близповерхностных аэрофотоснимках здесь видны отчетливо. Кроме того, высотные космические съемки позволяют установить взаимосвязь геоморфологических и геологических элементов регионального плана,

а внутри них соподчиненность различных структур, что представляет важную часть их познания.

Виды материалов аэросъемки довольно разнообразны. Для целей дешифрирования обычно используют контактную печать с аэроснимков на фотобумаге. В ряде случаев с них делают увеличенные (не более четырехкратных) отпечатки. Чтобы ориентироваться в пределах снимаемой территории, создается схема накидного монтажа — уменьшенная копия снимков, разложенных в порядке маршрутной аэрофотосъемки. Пользоваться ею для дешифрирования не следует из-за больших искажений.

Уточненные фотосхемы делаются в масштабе топокарты после внесения поправок за счет углов наклона снимков, колебаний высоты полета, наличия значительных превышений снимаемого рельефа местности, получающихся на обычном фотоснимке в разном масштабе. Такие уточненные фотосхемы могут служить топоосновой для геологической карты масштаба 1 : 25 000 и мельче. Производство их трудоемко и они в десятки раз дороже фотосхем.

Как отмечает Н. С. Рамм [23], если превышения снимаемой территории не велики (первые две сотни метров и меньше) и съемка велась с гидростабилизацией камеры и наличии показаний радиовысотомера, то уточненную фотосхему можно заменить более простой в производстве и более дешевой — приведенной фотосхемой. Каждый ее кадр приведен к одному и тому же масштабу топокарты (или к среднему масштабу съемки). В горных районах, где превышения 500—700 м и более, изготовление фотосхем и фотопланов не целесообразно.

При любом рельефе качество и точность изображения сохраняют ортофотопланы или фотопланы. Их изготовление сложно, но налажено. Если на них нанесены горизонтالي рельефа (обычно разреженные), их у нас называют фототопланами, или фотокартами, а в США ортофотоквадрами.

Для целей дешифрирования выпускаются различного рода приборы. Наиболее простыми являются зеркально-линзовый стереоскоп ЗЛС-1 который известен каждому, кто соприкасался с дешифрированием. Он имеет небольшое увеличение (1,2—1,3 раза). Кроме него производятся портативные стереоскопы с большим увеличением (до 3,5 раз).

Стационарные и полустационарные стереоскопы со сканирующими устройствами, обеспечивающими плавное перемещение оптической системы относительно аэроснимков при любом увеличении, позволяют прослеживать контуры в пределах всего снимка или фототопокарты без нарушения стереоэффекта. Они снабжены паралаксометрами для измерения углов падения и простираения пластов, а также превышений одной точки над другой. У нас выпускается интерпретоскоп — первоклассный стационарный стереоскоп с независимыми увеличениями для левого и правого снимков от 2 до 15×, позволяющий сравнивать и изучать разномасштабные снимки и рассматривать фотоизображение как на отражение, так и на просвет. В частности, он позволяет дешифрировать аэронегативы, поворачивать каждое изображение на любой угол и имеет другие достоинства, подробно описанные в упомянутой выше книге [23]. Там же описываются стереоскоп ДС-3 и выпускаемый в ГДР стерео-

пантометр, предназначенный для переноса отдешифрированных контуров. Число приборов возрастает и их описание и достоинства следует искать в соответствующих проспектах. Для топографических целей также выпускается большое разнообразие приборов, работающих по заданной программе. Мы не станем останавливать на них внимание читателей, хотя они также позволяют решать ряд геологических задач.

Эффективность применения аэро- и космоснимков зависит от многих факторов и в первую очередь от фотогеничности снимаемой территории. В это понятие входит степень отражения в рельефе особенностей геологического строения района, а отсюда и достоверности выявления этого строения. На некоторых особенностях дешифрирования мы уже невольно останавливались, поясняя цели, задачи и возможности аэрометодов.

При дешифрировании используют как прямые, так и косвенные признаки. К прямым признакам относят: форму, размер линейных и площадных параметров и тон изображения.

Форма объекта на снимке выражается либо линейными, либо площадными контурами. В стереоскопическом виде она может иметь объемное отображение.

Тон изображения выражается степенью почернения или яркостью изображения на аэроснимке или космоснимке. На хорошем фотоснимке и при нормальном зрении удастся отличать 32—35 оттенков от белого до черного цвета. Тон изображения зависит от качества материалов, проявления, выдержки при печатании снимков и особенностей снимаемого объекта — его отражательной способности при данной освещенности солнечным светом. Максимальную освещенность имеют объекты при лучах, падающих под прямым углом к этой поверхности, и она также зависит от характера поверхности. Водная гладкая поверхность озер может дать полное отражение и будет выглядеть на снимке белой; в обычных условиях съемки вода поглощает свет и изображается в темных тонах. Окраска объектов меняется от метеорологических условий.

Большое значение для дешифрирования имеют тени от снимаемых предметов, позволяя их выделять, а большие тени (в ущельях, тени гор) могут играть и отрицательную роль.

Рельеф определяется геоморфологическими факторами и геологическим строением района, особенностями слагающих его пород, отдельных горизонтов, влияющих на микрорельеф, и характер эрозионной сетки, развивающейся на тех или иных разностях пород.

Косвенные признаки не отделимы от прямых и находятся с ними в тесной взаимосвязи. В их число входят растительность, почвы, степень увлажнения пород и геоморфологические признаки макро- и микрорельефа, зависящие от крепости, пористости и проницаемости пород, т. е. от их физико-механических свойств.

Роль растительности уже отмечалась нами раньше. Она чутко реагирует на состав пород. Солончаковые, загипсованные почвы имеют пятнистый характер фотоизображения, лёссовидные и глинистые почвы характеризуются монотонностью и т. д. Также сильно сказывается степень увлажнения, влияя на развитие растительности.

Давно доказано, что применение различных аэрофотосъемок, а в настоящее время и космических, и дешифрирование этих материалов существенно облегчает, убыстряет, увеличивает точность, детальность и в целом качество геологосъемочных работ, но требует хорошего знания основ дешифрирования от каждого геолога и собственного опыта, ибо никакие словесные объяснения и рекомендации его не заменят, хотя и облегчат приобрести такие навыки. К сожалению, у большинства опыт таких работ мал или отсутствует совсем, как и вкус к ним. По мнению многих геологов, приобретать опыт дешифрирования не следует, ибо стремительный рост техники, якобы, способен обеспечить будущие запросы в этой области. Однако по нашему твердому убеждению не следует надеяться на то, что компьютер без геолога будет способен лучше и объективнее дешифрировать снимки и создавать макет будущей карты, а геологу останется сделать только наземную проверку, описать разрезы и различные структуры.

Методы дешифрирования изложены в объемистых книгах [7, 23 и др.] и, отчасти, в некоторых статьях, пересказывать которые мы не в состоянии, но некоторые рекомендации и свой опыт таких работ попытаемся изложить ниже. Заметим сразу, что все это относится в основном к полевым условиям, когда геологи лишены современной аппаратуры и многих информационных материалов к крупномасштабным картам (о высоте залета, выдержанности маршрута и высоты, фокусном расстоянии объектива и т. д.), а также фотоплана всей территории работ, скорректированного и приведенного к одному масштабу и т. д., и приходится лишь пользоваться первичными материалами залетов, имея для ориентировки только карту наглядного монтажа. Даже эти, весьма далекие от совершенства материалы открывают большие возможности для геолога. На сегодня идеалом для наиболее распространенных крупномасштабных полевых работ, нам представляется приведенная к одному масштабу аэрофотокарта, на которой изображены разреженные горизонтали местности, градусная сетка, немногочисленные географические наименования, что исключает необходимость переносить результаты дешифрирования на топокарту, резко повышает точность и особенно темпы и качество работ. Совершенно неоценимые возможности аэро- и космосъемок — это возможность видеть объект исследований целиком, выбрать наиболее обнаженные и доступные маршруты для описаний разрезов и наземной проверки дешифрирования, а также уверенно увязывать результаты маршрутных исследований (без субъективных интерполяций) и выявлять такие геологические и геоморфологические особенности, которые невозможно обнаружить даже при очень детальных наземных работах.

Дешифрирование космических и обычных аэрофотоснимков (масштаба 1:17 000, 1:30 000) не имеет каких-либо принципиальных различий, его качество целиком определяется объективностью и уровнем мастерства исследователя.

Любая новая или повторная геологическая съемка должна начинаться с предварительного дешифрирования аэрофото- и космических снимков (во всем известном диапазоне высот этих съемок). Дешифрирование их должно продолжаться в процессе полевых работ, а также при создании

окончательного полевого варианта геологической карты. В камеральный период лишь уточняются (или устанавливаются) возраст и окончательные названия пород, вырабатывается легенда с выразительными средствами оформления карты; неизменными остаются границы различных геологических образований, положение разломов и складчатых структур. Исключения могут касаться лишь весьма дробного разделения метаморфических и метасоматических зон при очень детальном специальном их изучении, когда разности пород могут быть установлены по шлифам, точно привязанным к местности или в пределах забоев горных выработок и карьеров, т. е. когда требуются серьезные и разнообразные лабораторные исследования, поскольку визуально это сделать невозможно. Последнее касается лишь специфических исследовательских работ на месторождениях, при составлении карт масштаба 1:200—1:1 000. При составлении последних карт, а в ряде случаев и карт 1:5 000 и 1:10 000, требуется инструментальная привязка контактов пород (или их пачек) и разломов.

Практика показывает, что неоднократное дешифрирование, т. е. до начала съемки и в полевой период, позволяет различать такие элементы строения территории, которые вначале не замечались. При этом следует выработать у себя способность объемного видения объектов на аэрофотоснимках, что вполне достижимо, так как существующие стереоскопы неудобны, в поле неприменимы и их вполне может заменить большая карманная лупа.

Различия в цвете, его тональности, в формах макро- и микрорельефа, слоистости, трещиноватости и другие дешифрирующиеся признаки, тесно связанные с минеральным и химическим составом пород и особенностями их образования и физико-механическими свойствами, позволяют различать разнообразные породы на фотопланах, фиксировать их границы. Все признаки зависят не только от степени обнаженности пород, но и определяются степенью контрастности свойств разреза, характера сочетаний пород разного цвета, состава и мощностей, прочностных свойств, стратифицированности толщ, степени метаморфизма, а также выдержанности или фациальной изменчивости разреза, наличия в нем эффузивов и т. п. Может оказаться, что район, почти полностью закрытый четвертичным чехлом пород, будет дешифрироваться лучше полностью обнаженного. Геоморфологический облик района, характер климата, а также указанные свойства пород и их разреза определяют глубину и преобладающий тип выветривания и создают отличающиеся скульптурные формы даже в одинаковых на глаз по составу породах. Они хорошо просвечивают сквозь чехол четвертичных отложений и отчетливо видны на аэрофотоснимках. Этому не мешает даже снег на высокогорных, гольцовых частях рельефа. Следует заметить, что снежный покров может даже способствовать дешифрированию, особенно в районах развития пахотных земель, лоскутность цветов которых создает такую пеструю мозаику в остальные времена года, что чрезвычайно затрудняет и даже исключает возможность дешифрировать такие участки. Конечно, условия съемки (освещенности) должны быть подобраны такие, при которых снимаемая территория выглядит наиболее контрастно. Примером удачных условий съемки является дешифрированный нами

снимок Кольского полуострова примерного масштаба 1:2500 000, полученным с отечественного ИСЗ «Метеор» в феврале и августе 1980 г соответственно с высот 619 и 616 км. Зимний снимок был сделан при несколько более южном курсе (т. е. косо́й съемке) над этой территорией, что усложнило перенесение результатов дешифрирования на второй — базовый снимок, сделанный непосредственно над полуостровом при безоблачной погоде.

Поскольку съемка была спектрзональная, то были использованы те диапазоны волн, которые давали более четкие контуры объектов этой территории. При этом мы комбинировали дешифрирование с подсветкой снизу, т. е. на светостоле, с рассмотрением этого же снимка при падающем на него дневном свете, используя в обоих случаях лупу для разглядывания деталей. Кроме того, для некоторых участков, над которыми погодные условия были хорошими, нам удалось привлечь снимки спутника США ERTS-1 с масштабом примерно 1 : 500 000, что позволило убедиться в значимости видимых складчатых структур на отечественных снимках (рис. 101).

На снимках всех диапазонов отчетливыми, выпуклыми, почти округлыми пятнами выступают нефелин-сиенитовые массивы Хибин (I) и Ловозера (II). К востоку от них широкой скульптурной полосой разнотональных пород выступает толща архейских и протерозойских пород, в которой видны не только многочисленные разломы, но и линейные и куполообразные складки, особенно хорошо видимые на зимнем снимке. Это еще раз заставило нас убедиться в ошибочности мнения о неперспективности зимних космо- и аэроснимков. Вместе с тем на этих снимках одни разломы были видны несколько хуже, а другие выглядели отчетливее, чем на летнем снимке. Отмеченная полоса пород с юга обрывается крупным, почти широтным разломом (протягивающимся более чем на 250 км на восток и имеющим полукруглую в плане форму), который отделяет сравнительно узкую (5—25 км) прибрежную к Белому морю полосу с совершенно другим («бесструктурным») плоским рельефом совершенно другой тональности. Этот разлом, видимо, был подновлен в четвертичное время, ибо он как бы поддуживает ряд относительно крупных озер вблизи его изгиба с широтного на ССЗ простираение. Такой же «бесструктурный» невыразительный рельеф, соответствующий выходам гранитогнейсов, наблюдался к северу от ЗСЗ (310°) разлома, расположенного примерно в 45 км от Ловозерского массива. Эта полоса около 75 км шириной только у побережья Северного Ледовитого океана лишь кое-где сменяется участками, аналогичными центральной полосе с хорошо выраженными складчатыми структурами, которые на картах ранее не выделялись. Среди многочисленных разломов (соподчиненность которых видна) наиболее характерны крутопадающие субширотные (280—285°), северо-западные (315—330°), субмеридиональные (340—350 и 10—15°) и северо-восточные (25—30°). Подавляющее их большинство на изданных геологических картах не отмечалось. Они хорошо видны по линейной смене тональности полей, уступам или углублениям в рельефе, по удивительно строгому линейному расположении точек мелких озер, ступенчатым уступам берегов ряда озер, которые фиксируют широкие эстуариеподобные расширения и неожиданно узкие

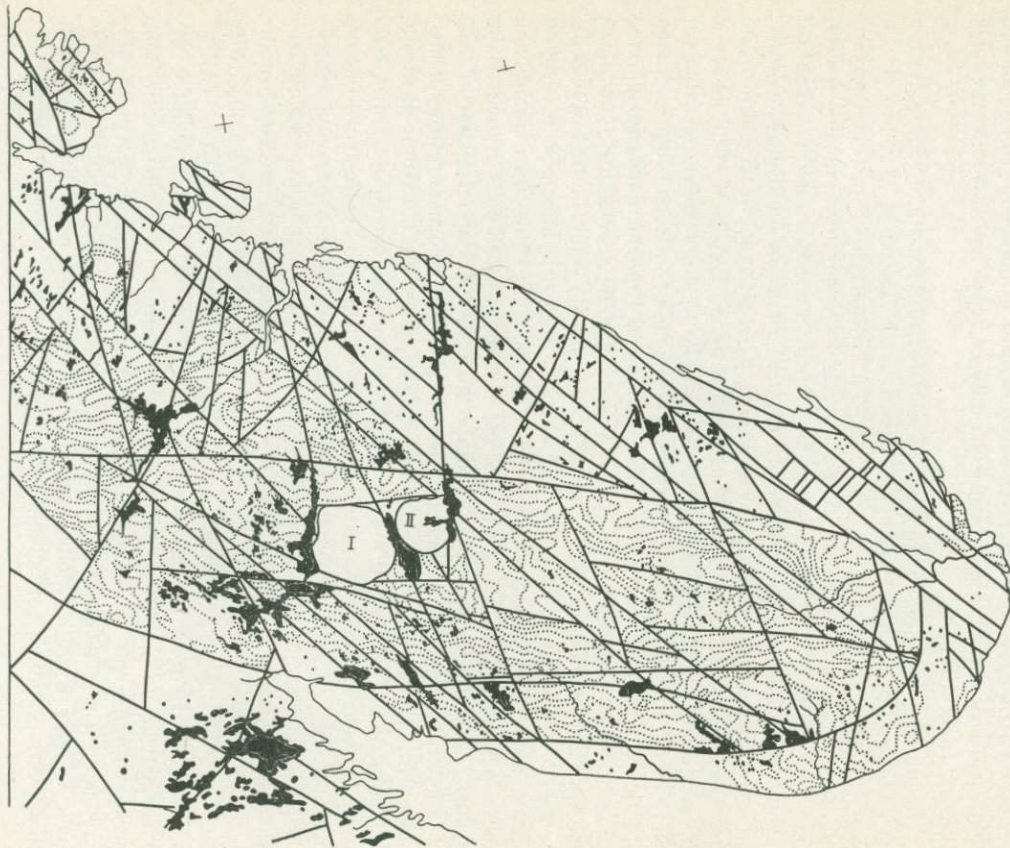


Рис 101. Тектоническая схема Кольского полуострова, составленная И. П. Кушнаревым на основе дешифрирования космических снимков «Метеор». Черная заливка — озера, сплошные линии — разломы, точечные линии — складчатые структуры

их продолжения, а также по резким коленообразным изменениям течения рек или по их строгой прямолинейной вытянутости вдоль других разломов и другим признакам. Самым интересным является то, что разломы этих направлений либо утыкаются в Ловозерский и Хибинский массивы нефелиновых сиенитов, либо в некоторых местах с юга и севера как бы ограничивают их, причем каждый из массивов находится в разных блоках. Разделяет их северо-западный разлом, проходящий через Умбозеро. Эти весьма важные данные показывают не только положение массивов, но и фиксируют досредне-позднепалеозойский возраст разломов. Их положение и указанные соотношения впервые позволила нам выявить космическая съемка. Наши наземные наблюдения по южному контакту Хибинского массива показали, что эти контакты припаянные но в самой контактной зоне нефелиновых сиенитов наблюдаются остроугольные обломки (до глыб) кристаллических сланцев и гнейсов. То же отмечал еще в 1933—1934 гг. А. В. Пэк в других (западных) участках этого контакта, вблизи озера Имандра (у ст. Имандра и западнее).

В северном контакте Ловозерского массива многие геологи установили и проследили зону разлома с альбитовой и другой минерализацией. Таким образом, все установленные по космическим снимкам разломы возникли до формирования нефелиновых сиенитов, где рассмотренная серия разновидностей этих пород образует мульдообразную форму массивов, описанную во многих работах. Другим новым важным элементом тектоники, прежде всего Хибинского массива, является то, что его трещинная тектоника совершенно независима от положения расслоенности, меняющей свои элементы залегания. Существующие системы трещин в нефелиновых сиенитах совершенно точно повторяют направление разломов фундамента, а непосредственные замеры трещин в фундаменте в 2,5—3 км к юго-востоку от Хибинского массива, вне зоны его влияния, в кристаллических сланцах выявили те же системы; они же фиксировались (при небольшом числе замеров) и А. В. Пэком к юго-западу от него. Непринципиальное различие диаграмм трещиноватости состоит в том, что в них меняются плотности максимумов для различных частей массивов, что, вероятно, связано с разной ролью разломов с сопровождающей их системой таких же трещин, которая унаследована проявилась в нефелиновых сиенитах. Эта устойчивость систем трещин в нефелиновых сиенитах и их независимость от расслоенности и формы массива и привела А. В. Пэка еще в 1933 г. к выводу о неприложимости схемы Г. Клооса, к кольским массивам, что первоначально ожидалось при постановке работ. Сравнительно большое число замеров трещиноватости в Ловозерском массиве показало аналогичную картину. Любопытно, что в обоих массивах трещины пересекают все видимые породы (и руды), т. е. образованы после формирования всех пород массива.

Эти факты, а также отсутствие трещин, совпадающих с расслоенностью нефелиновых сиенитов, наличие как постепенных, так и относительных резких переходов этих слоев, в том числе и в масштабе шлифов, а также присутствие крупных кристаллов калиевого полевого шпата и эгирина (или эгирин-эвгита), которые, «протыкая» эти контакты, принадлежат одновременно двум соседним породам, позволяют отрицать проявление нескольких последовательных внедрений щелочной магмы при

образовании этих массивов и в целом считать их не магматическими, а ультраметаморфизованными $PZ_{2,3}$ осадочными и эффузивно-осадочными образованиями.

Помимо приведенного примера дешифровочных признаков и принципиально новых данных, выявленных космосъемками, можно привести и другие. В частности, как показал Г. Гальперов и др. [7], степень увлажненности в Тургайском прогибе сказывается на контрастности фотоизображения. Так, в районе, закрытом чехлом четвертичных отложений, из-за более быстрого просыхания почвы положительные формы рельефа, сложенные различными пластами, дайками, жилами, будут проявлены хуже, чем отрицательные. Конкретные дешифровочные свойства будут варьировать, ибо они сильно зависят от многих факторов: 1) особенностей строения погребенных структур (вещественного состава, пористости, степени дислоцированности и неотектонических движений и т. д.) 2) мощности покрывающего их чехла, его состава, степени литификации механических свойств, расчлененности и возраста его поверхности; 3) природных условий, климата, сезона, времени суток аэрофотосъемки, погодных условий и прозрачности атмосферы, степени хозяйственной деятельности и других более второстепенных факторов. Наиболее благоприятны для дешифрирования слоистые пологопадающие ($20-30^\circ$) толщи с разной тональностью и устойчивостью к выветриванию, создающие ребристый рельеф. Они как бы просвечивают сквозь рыхлый (песчано-алевролитовый, песчано-глинистый), а в других районах и сквозь каменистый несортированный материал чехла, отражая морфологию коренных пород.

Мешают или даже не позволяют дешифрировать снимки плотные, водонепроницаемые (или плохо проницаемые) опоки, опокovidные и водоупорные глины, песчаники с железистым цементом, создающие монотонный рельеф. Монотонность рельефу придают мощные (более 5—10 м) делювиальные отложения, а в других районах и курумники, которые исключают дешифрирование структур фундамента. Разломы всегда дешифрируются лучше по разному рисунку фотоизображения, по обе его стороны, мелкозападинному рельефу в увалистых районах, а в горных и засушливых районах по выходам источников и более зеленой травяной и кустарниковой растительности вдоль них, приспособляемости к ним речных долин, приуроченности перевалов, другому цвету пород, обычно измененных эндо- и экзогенными процессами, уступах при неотектонических подвижках и т. д. Разломы видны и при значительной мощности чехла (50—60 м). Не способствуют дешифрированию озерно-болотные и эоловые отложения. На плоских водоразделах хорошо проявляются просадки и суффозия чехла над погребенным ребристым рельефом коренных пород. Однако они зависят от возраста и длительности (устойчивости) сохранения рельефа и его формирования, способствуя их проявлению в рельефе. Как отмечает Г. Гальперов и др. [7], для плоского увалистого рельефа, подобного Тургайскому прогибу, наиболее информативен средний масштаб аэрофотосъемки; радарная — не эффективна. При этом возможно выделение групп пород со своими геоморфологическими признаками и характером фотоизображения, например пятнистый его характер для некоторых горизонтов глин,

линейные просадочные явления в связи с карстом на контакте известняков (и в пределах их развития), с эффузивами и другими породами. Чрезвычайная пестрота фотоизображения характерна для участков с фациальной изменчивостью состава, что создает неустойчивость дешифровочных признаков, и только различие в тональности этих отложений с соседними толщами позволяет их выделять. Г. Гальперовым замечено, что целинные участки дешифрируются хуже распаханых, но распашка полей в разных направлениях сильно мешает дешифрированию. В таких местах особенно сказываются время и погодные условия съемки. Так, при видимости 8—10 км (т. е. при дымке) снимки с высоты 2—3 км — получаются серыми и не пригодными для дешифрирования. Решающее значение имеет и время съемки (оптимальны — весна — начало лета, когда почва просохла, трава не выросла). Наиболее благоприятное время съемок — 2—3 недели спустя после таяния снега. Потери от запаздывания съемок велики, так как свежая пашня, особенно просящая, не позволяет дешифровать фундамент; увлажненная дешифрируется лучше. Посевы, особенно рослые, скрывают все. В пустынных местах съемки после дождей дают наибольший эффект. Давно замечено, что характер лесной растительности является показателем смены пород. Так, на песчаных, легко проницаемых для вод участках, иногда гранитоидных массивах с мощной корой выветривания растет преимущественно сосна, тогда как другие деревья любят глинистые и суглинистые почвы. Не мешают дешифрированию площадные коры выветривания, так как они сохраняют общий облик и структуру коренных пород. Климатические зоны также влияют на дешифрирование — степные и лесостепные благоприятнее, чем лесные и пустынные. Изменение характера растительности — хороший дешифровочный признак, в том числе для поисков некоторых рудных месторождений: угнетенность ее на площадях развития Si минерализации и кремнистых пород и пышность растительности на фосфатоносных отложениях. Наиболее контрастные спектрозональные съемки получаются при низком стоянии солнца (15° — 30°) над горизонтом. При углах меньше 15° снимать не рекомендуется, тогда как для радарной, при минимальных высотах съемки, выгодны меньшие углы (так как возникают микрорадиотени от высот рельефа). Оптимальный масштаб съемки для увалистых районов (по Г. Гальперову и др.) 1:15 000—1:30 000, а для общей увязки структур — 1:500 000. Привязка выявленных элементов геологического строения должна быть точной; метод засечек дает плохой результат (ошибки в сотни метров). Существующие аэрофотопланы и космические снимки с дешифрованными на них элементами должны сохраняться (имея необходимую легенду) как первичный материал, равноценный регистрационной полевой геологической карте и полевым дневникам. Аэрофотокарты не следует сильно загружать значками, как геологическую карту, а изображать только контакты толщ горизонтов и пачек пород и образуемых ими структур, а также разломы, интрузивные массивы, вулканические аппараты и т. д. с самыми необходимыми пометками для привязки описаний в полевых дневниках.

Все или большинство дешифровочных признаков различны и тонки по своему рисунку, тональности и многим едва уловимым и трудно передаваемым словами признакам. Пользоваться ими надо не каждым в

отдельности, а их совокупностью. В районах, менее закрытых чехлом четвертичных пород и с достаточно расчлененным рельефом, в целом, дешифрирование и проверка результатов — процесс относительно более легкий. В таких районах существенно меньше предположений о типах видимых на снимках структур из-за несравненно большей возможности их проверки на месте.

Поскольку восприятие различий, видимых на снимках, у разных исследователей иное, то и сравнимость результатов работы опытных дешифровальщиков оказывается существенно отличающейся. Такие опыты были проведены в разных вариантах и расхождения на 25—50 % были частыми у большинства участников, а у некоторых они различались еще больше (до полного несходства). Особенно сказывается подсказка о том, что линейные структуры такого-то простираются пропускания или их роль занижается, как они после этого у большинства появляются в изобилии. Это отчетливо видно на примере кольцевых структур, число и положение которых у разных исследователей совершенно несопоставимо при дешифрировании одних и тех же территорий. Причем, многими они сразу ставятся в разряд тектонических структур и изображаются на тектонических картах вместе с линейными разломами. На некоторых картах число линейных структур оказалось исчезающе малой величиной по сравнению с кольцевыми. Эта субъективность оценок весьма настораживает. Видимо, частично она может быть исправлена путем повышения квалификации исследователей и обсуждения результатов при совещательном дешифрировании (т. е. одновременно парой исследователей).

Объективности ради каждый может проверить себя, взявшись второй раз дешифрировать тот же лист после долгого перерыва. В результате он найдет, что одни структуры совпадают с прежними, другие будут пропущены и появятся новые. Пропорции эти, с одной стороны, будут служить мерой своей объективности, а с другой — укажут порядок достоверности дешифрированных структур.

Следует заметить, что при установлении кольцевых структур, помимо непреодолимого желания некоторых исследователей их видеть везде, существуют и объективные, реальные причины выделять эти структуры. Разбирая вопрос о природе фотоаномалий, В. Ю. Зайченко и др. [13] отмечают, что в первые годы их связывали с купольными антиклиналями, но оказалось, что чаще они отражают депрессии. Малодоказательной была их связь с астроблемами потому, что многие из выделенных астроблем имели длительный многостадийный характер развития, вложенность одних в другие, связь их с узлами пересечения крупных разломов, ступенчатый тип сбросовых перемещений их центральных частей и ломаный, многоугольный вид в плане из-за ограничений серий линейных разломов и отсутствия нарушенности окружающего горизонтально лежащего чехла вокруг таких структур и т. д. Большинство геологов отмечают их связь с конкретными вулканическими структурами (кальдерами, коническими дайками, трубками взрыва), штоками, лакколитами, а также оползневыми и карстовыми воронками, диапирами, разного рода просадками пород и т. д. В частности, все выделенные кольцевые структуры Тургайского прогиба [7] принадлежат к вулкани-

ческим структурам. Причем, 65 % имеют диаметр от 0,5 до 2 км, 30 % — 2—7 км, остальные до 25 км и лишь единичные выше 25 км. Однако крупные кольцевые структуры (с диаметрами в сотни и тысячи километров) ничем не были доказаны и объяснялись, якобы, лунной стадией развития Земли, что прежде всего противоречит их показу в пределах палеозойских и мезо-кайнозойских образований. Вызывает сомнение и само их выделение. Ряд кольцевых структур неясного происхождения, не находящих никаких подтверждений в геологическом строении района, как указывают авторы обзора [13], наблюдались В. Е. Гендлером и Н. С. Берендеевым в 1980 г. в Кольском регионе и отмечались В. Д. Скорятиным в качестве «мерцательных» структур. Последние не видны на снимках, сделанных в разные периоды года, способны менять свое положение. В качестве предполагаемых причин их появления на снимках указывают взаимодействие электрических полей с корпускулярными полями фотонов солнечной радиации, влияние ионосферных и магнитных бурь и землетрясений, дифракция света при съемке и т. д. Иначе говоря, это ложные кольцевые структуры, ничего общего не имеющие со строением нашей планеты, и сказанное следует иметь в виду при дешифрировании.

3. Методы определения возраста геологических образований

Определение возраста геологических образований — задача перво-степенной важности. Прежде всего это касается стратиграфической колонки пород изучаемого региона. Установление возраста и последовательности напластования пород производится различными методами, имеющими разный диапазон своего применения.

Биостратиграфический метод базируется на установленной изменчивости органического мира и связан с именем В. Смита, впервые установившего в 1799 г. возможность возрастной корреляции отложений. Выявление так называемых руководящих типов органических остатков, т. е. форм, существовавших непродолжительное время, служит основой выделения биостратиграфических зон, горизонтов и периодов. Метод объединяет макро-и микропалеонтологические исследования и изучение ископаемой флоры, а также взаимную корреляцию результатов определения возраста этими способами.

Литостратиграфический метод, опирающийся на детальном расчленении и описании разреза, выявлении ритмичности или цикличности породообразования, установлении фациальной изменчивости или устойчивости пачек и горизонтов пород и их мощностей по латерали и выявлении таких различий (γ -активности, аксессуарной минерализации и других признаков), особенно, когда это касается флиша, позволяет определить, с какой частью разреза имеет дело геолог-съемщик. Литологические методы опираются прежде всего на связь типов осадков с климатической зональностью, а также вулканической деятельностью. Последний метод именуется т е ф р а л о г и ч е с к и м, в котором для корреляции осадков используются прослойки вулканических пеплов и тонкой пирокластики, разносимой на огромные пространства при извер-

жениях вулканов, особенно мезозойских и кайнозойских. Для уверенности, что это один и тот же горизонт пепловых и пирокластических образований, он детально исследуется разными методами: делается химический анализ, выявляется состав акцессорных минералов, определяются γ -активность и абсолютный возраст (обычно К-Аг методом), выясняются палеомагнетизм, скорость распространения звука и т. д. При наличии акцессорных цирконов производится определение треков от распада радиоактивных элементов и т. д., т. е. применяется тот же набор методов, который используют при корреляции палеонтологически немых толщ и флиша.

Ядерно-геофизические методы довольно многообразны и число их растет. Среди них наиболее распространены К-Аг, Rb-Sr, U-Pb, С. Из указанных методов только радиоуглеродный может с успехом применяться для молодых (не свыше 50 млн. лет) образований, обладая наиболее высокой точностью (50—150 тыс. лет). Сложности, связанные с разными потерями составных частей этих систем в связи с метаморфизмом, выветриванием и другими процессами, ведут к неточностям цифр возраста пород и их минералов, и в этих случаях приоритет остается за двумя первыми методами возрастной датировки отложений. В ряде случаев в метаморфических комплексах, ядерно-геофизические методы дают возраст метаморфизма, а не первичный возраст самих отложений.

Стратиграфический (палеотемпературный) метод основан на соотношении ^{18}O к ^{16}O , по которым устанавливаются палеотемпературы. Имея шкалу температур, отградуированную по стандартной возрастной шкале, можно по полученным данным определить и возраст отложений. Этот метод не имеет возрастных ограничений, однако наиболее точные его результаты относятся к последним 425 тыс. лет, т. е. ледниковым и межледниковым периодам. Хорошие результаты он дает для мезозойской и кайнозойской эр в целом, для которых возраст определяется на основе характерных изменений палеотемператур в пределах их стратиграфической колонки, а также на установленной особенности роста коралловых рифов.

Магнитостратиграфический метод применяется в основном для корреляции мезозойско-кайнозойских образований. Впервые он был применен в 1963—1964 гг. А. Коксом и другими при изучении современных (до II тыс. лет) лавовых потоков. При этом изучении берутся ориентированные образцы пород и определяется положение их остаточной намагниченности, которая сравнивается с положением современных силовых магнитных линий, и по существующим шкалам, датированным К-Аг методом, устанавливается смена полярности пород. Этим методом было установлено, что в мезозойско-кайнозойской истории Земли были интервалы времени с неизменной полярностью ранее 148 и 111—85 млн. лет и периоды с частой и быстрой ее изменчивостью. Считают, что и «магнитная память» пород простирается до 80—162 млн. лет и даже до начала палеозоя. Наиболее дробные шкалы составлены для последних 13 млн. лет и 5—7 тыс. лет.

Сейсмостратиграфический метод применяется совместно с биостратиграфическим, особенно эффективно в нефтяной геоло-

гии, когда производится каротаж скважин и записывается многочисленная геофизическая информация (скорости различных типов волн, пористость, проницаемость, γ -активность и т. д. и т. п.), и компьютер вычисляет и вычерчивает графики изменения свойств этих пород, которые потом сравниваются с данными соседних скважин. Имея возрастную характеристику тех или иных горизонтов разреза (по широко распространенным методам микропалеонтологических исследований), составляют скоррелированные разрезы района. При менее точных региональных работах используют сейсмопрофилирование и другие геофизические методы для тех же целей. Мешающими факторами в этом являются диагенез и другие изменения пород, а также структурные факторы (разломы, интенсивная трещиноватость, закарстованность).

Метод мощностей — наиболее уязвимый по своим результатам. Он может применяться лишь для общей ориентации исследователя, так как скорость накопления осадков для различных геотектонических зон развития сильно колеблется, в том числе и в пределах одной зоны. Считают, что средняя скорость накопления осадков 1—4 м за 1 млн. лет, хотя нередко она составляет 25 м и выше.

Определение относительного возраста по степени метаморфизма толщ. Поскольку расчленение и увязка метаморфических толщ дело сложное, из-за ограниченности применения биостратиграфического метода и больших неточностей радиологической датировки по К-Аг и другим методам, в дополнение к литологостратиграфическому методу около 100 лет назад Дж. Хорн, а вслед и Дж. Барроу стали разделять метаморфические породы по степени метаморфизма по индекс-минералам, последовательное появление которых они связывали с ростом температур с глубиной и такими же глубинными частями разреза. В результате выделили такой ряд (от низко- к высокотемпературным): хлорит → коричневый биотит → альмандин → кианит → ставролит → силлиманит. Дальнейшее развитие этого подхода выразилось в выделении фаций метаморфизма по комплексу минералов (так называемым «критическим парагенезисам» П. Эскола, Ф. Турнера, Дж. Ферхугена), в результате чего были выделены семь фаций метаморфизма: 1) лавсонит-глаукофановая; 2) зеленосланцевая; 3) эпидот-амфиболитовая; 4) амфиболитовая; 5) дистеновых сланцев и гнейсов; 6) гранулитовая и 7) эклогитовая (фация высоких давлений). Международным Геологическим конгрессом была поддержана схема, разработанная в период 1961—1967 гг. А. Мияширо, по которой выделяют по РТ условиям три фации метаморфизма: 1) андалузит-силлиманитовую; 2) дистен-силлиманитовую и 3) жадеит-глаукофановую. По указанным выше принципам ныне составляются карты метаморфизма, дополняющие геологические карты. Этот подход может служить ориентиром только при изохимическом метаморфизме, связанном с ростом давления и температуры с глубиной, и он не пригоден, когда проявляется метасоматоз с привнесом и выносом элементов, приводящий к появлению высокометаморфизованных пород среди менее метаморфизованных, без плавного перехода одной фации метаморфических пород в другую. Это было нами показано на примере Рудных гор (см. «Микроструктурный анализ»), где оба эти типа проявлены и их можно отличить.

4. Роль изучения и анализа литологического состава отложений при геологосъемочных работах и решении других задач

Картирование и внимательное изучение стратиграфического разреза отложений, выделение в нем формаций, т. е. устойчивых ассоциаций пород, встречающихся на разных стратиграфических уровнях, а также отдельных типов пород позволяют прежде всего выявить палеогеографические, палеогеоморфологические, климатические и тектонические особенности развития региона, ожидаемые экзогенные полезные ископаемые и т. п.

Мы не станем останавливаться на вполне очевидной необходимости детального изучения и прослеживания (и картирования) тех пород, которые сами являются полезными ископаемыми (уголь, соли, фосфориты, бокситы и т. д.), а обратим внимание (в качестве примеров) лишь на те, которые наиболее информативны в указанном выше смысле. Среди них особое внимание заслуживают конгломераты, конгломерато-брекчии и брекчии.

К о н г л о м е р а т ы в первую очередь являются показателям орографических и палеогеографических условий, т. е. наличия гористого района, обеспечивающего близость транспортировки материала в водную среду (реку, озеро, море, зону прибоя), где он подвергается окатыванию. Размеры и сортированность материала определяются гидродинамикой водной среды (массой, скоростью ее движения и другими особенностями).

Появление конгломератов в разрезе отложений прежде всего нацеливает геологов на проверку того, не фиксируют ли они угловое или стратиграфическое несогласие между ними и подстилающими породами, т. е. резкое изменение тектонической обстановки. В случае стратиграфического или углового несогласия необходимо установить отрезок времени, приходящийся на перерыв в осадконакоплении перед образованием толщи базальных конгломератов, и дату начала нового осадконакопления. При наличии углового несогласия дополнительно требуется установить время фазы складчатости (и интенсивность смятия пород), характер блоковых перемещений перед накоплением новой толщи, начинающейся с базальных конгломератов, и временной перерыв между этой складчатостью и новой толщей несогласно залегающих пород. При этом важное значение приобретает знание состава галек для выяснения того, что размывалось и откуда поступал обломочный материал. Если же это внутрiformационные конгломераты, т. е. согласно лежащие в разрезе перемежающихся осадков, они должны прежде всего характеризовать климатические изменения в процессе осадконакопления, а также указывать на области размыва пород, из которых поставлялся материал этих конгломератов.

Как указывает Н. Н. Верзилин [6], степень окатанности галек растет с удалением от берега, а у песчаных частиц наблюдается даже обратная картина, обязанная тому, что более округлые зерна выпадают на дно водоема из движущегося потока быстрее по сравнению с плохо окатанными; зернистость зависит лишь от подвижности среды. Так, алевроиты начинают отлагаться с глубины 75—100 м, а в некоторых

случаях и на меньших глубинах (в Черном море 15—25 м, Аральском 5—10 м, а в оз. Балхаш 2—3 м), создавая нормальную последовательность от берега: конгломераты — песчаники — алевроиты; нарушают ее лишь течения, мутьевые потоки, впадение рек, а также оползневые явления, для которых характерными признаками являются прежде всего экзотические глыбы и сложный фациальный характер самих отложений и текстур пород.

Конгломерато-брекчии возникают в переходной волноприбойной зоне, в результате чередования периодов усиления и ослабления деятельности волн либо вследствие проявления мутьевых потоков и оползней, срывающих угловатый неокатанный материал и перемещающих его с окатанным, вынося за пределы существующих течений и зоны прибойя в более глубокие части водоема.

Брекчии и при наличии главного общего признака — остроугольной обломочности пород — имеют многочисленные отличительные признаки, указывающие на разный их генезис, т. е. являются ярким примером конвергентных образований.

При геологической съемке обнаружение и картирование выходов брекчий как весьма информативных образований имеет большое значение. Эта информация может быть получена при внимательном изучении и определении природы брекчий, среди которых различают осадочные (называемые ненужным термином олистостромы), тектонические, вулканические и грязевулканические. Среди осадочных могут быть выделены образованные в водоемах (морях и озерах), делювиально-элювиальные, осыпные и конусов выноса временных потоков и др. Все они имеют различные ареалы распространения, условия образования и обладают специфическими признаками.

Тектонические брекчии легко устанавливаются в тех случаях, когда они имеют секущее положение к слоистости пород. При согласном залегании уже возникают споры — не являются ли они осадочными или иными образованиями. Однако при согласном залегании (и любом другом) в тектонических брекчиях всегда наблюдаются обломки всех окружающих их пород, а в осадочных могут быть только обломки подстилающих, но не покрывающих пород, возникших после отложения брекчий. В зонах тектонических брекчий, состоящих из разнообразных по составу и размеру хаотически расположенных остроугольных обломков пород, часто наблюдается сеть параллельных контактам зон дробления или кососекущих милонитов и глинок трения тех же пород. Эти зонки нередко ответвляются от основной зоны, прослеживаются далеко за ее пределы и обычно несут следы перемещений материала в виде штрихов, борозд и зеркал скольжения. Перечисленные признаки отсутствуют в осадочных брекчиях всех ее разновидностей. В тектонических зонах мощности и форма брекчий весьма изменчивы, не выдержаны вследствие их замены милонитами или глинками трения, в результате разных причин (сочленений разломов разных направлений, изменений простираций и углов их падения, характера и амплитуд перемещений, масштабности разлома, состава и физико-механических свойств распадаемых, дробимых пород и т. д.). В ряде случаев около зон разломов наблюдается интенсивная трещиноватость, и переход от нее к типичным

брекчиям не всегда отчетлив, как и граница разлома, особенно на поверхности, где все это маскируется процессами выветривания. Подобная картина не характерна для осадочных брекчий.

Осадочные брекчии, кроме указанных отличий и своих признаков, требуют особых условий для образования. Это прежде всего крутые берега побережий — поставщики несортированного грубообломочного остроугольного материала с континента и быстрое удаление этого материала по достаточно покатому склону водного бассейна за пределы влияния волн и тем самым сохранение от окатывания угловых обломков и их захоронение под новыми слоями осадочных пород. Конечно, в них может попасть некоторое количество окатанного материала (аллювий реки и пребывание части этого материала в прибрежной шельфовой зоне волнений, где возможно его окатывание) и тогда такие породы вправе называться конгломерато-брекчиями с ясно выраженной природой их образования. Существенное влияние на образование брекчий оказывают мутьевые или турбидидные потоки — срывы недостаточно консолидированного материала в результате землетрясений (особенно порожденных ими волн цунами), бурь, усиливающих размыв берегов, а также наводнений и выноса больших масс неокатанного или слабо окатанного обломочного материала реками и селевыми потоками.

В этих отложениях есть признаки стратификации и фациальные изменения их разреза, в которых отмечаются переходы в мелко- и тонкообломочные разности. В них часто встречается разнообразная фауна нормальной сохранности, синхронная этим осадкам. Уплотненные обломки брекчий располагаются параллельно общей слоистости пород.

В качестве примера можно привести осадочные брекчии, которые, по А. А. Богданову, распространены вдоль западного склона Урала среди карбонатных отложений, где они образуют несколько горизонтов, залегающих согласно среди песчаников, аргиллитов и алевролитов. Наиболее мощный из них (до 100 м и более) залегает в основании верхнего карбона и является маркирующим горизонтом. Все они представляют собой бесструктурную глинистую массу, насыщенную окатанными и угловатыми обломками известняков, кварцитов и других пород. Кроме того, в них встречены глыбы кварцитов и известняков до 10 м в поперечнике, относящиеся к породам, более древним, чем карбон. Подобные «экзотические глыбы» (или клиппены), но без сопровождающих их горизонтов брекчий наблюдаются во многих местах. Многим известны, например, глыбы пермских известняков в палеогеновых глинах в Крыму, меловых известняков в тех же глинах в Сочинском районе, которые, по Б. М. Келлеру и В. В. Меннеру, удалены от берегов в результате оползней более чем на 20 км (до 50 км по новым данным), разнообразных пород в таких же песчано-глинистых отложениях в Алжире, Марокко, Динаридах и других местах. Часто они образуют серию оползней с размерами пластин мощностью до 2 км (чаще в сотни метров) и длине от сотен метров до нескольких километров при размерах обломков от 1 см³ до нескольких тысяч кубических метров.

Анализируя все известные случаи нахождения «экзотических глыб», или клиппенов (именуемых теперь невыразительными и лишними терминами — олистолиты грубообломочных образований, олистостромы,

а очень крупных глыб — олистостримы), можно заявить, что они встречаются только при наличии в их основании глинистых и песчано-глинистых отложений. Все они, согласно взглядам многих исследователей, являются образованиями гравитационными, связанными с подводными оползневыми явлениями [18].

Следует заметить, что аналогичные глыбы, осыпи и брекчии сползают и со склонов современных гор, особенно там, где в их основании залегают глинистые осадки, создавая многоярусные, наползающие друг на друга образования разных по возрасту и составу пород. Они имеют обманчивый вид шарьированных покровов, за которые их часто принимают. В частности, описывая олистостромы Малого Кавказа, С. Д. Соколов отмечает, что эти хаотического строения породы чередуются с нормальными стратифицированными осадками и среди них следует выделять брекчии (конгломерато-брекчии) и валунно-галечные аргиллиты (пелито-подобные конгломераты), которые имеют нормальные стратиграфические контакты с подстилающими отложениями, но тектонические с вышележащими, вследствие чего среди кусков брекчий в олистостромах и появляются обломки вышележащих пород, причем роль и размеры этих тектонических брекчий в кровле возрастают, в том числе и из-за развития оползней. В целом приведенная этим исследователем характеристика свидетельствует о том, что это осадочные образования, впоследствии усложненные более поздними разновременными процессами — тектоникой и оползневыми явлениями. Поэтому нет фактических обоснований считать олистостромы образованиями тектоническими (обрушением тектонических покровов в бассейн осадконакопления и их оползание), а роль осадочного процесса состоит лишь в их аккумуляции и захоронении.

Осадочные брекчии могут фиксировать параллельное или стратиграфическое несогласие, залегая на неровной поверхности других пород. В их составе могут быть встречены экзотические глыбы пород, транспортируемые не только перечисленными выше способами в бассейн, а также льдинами побережий, впаявшими в лед обломочные породы, или ледниками, несущими на себе обломки, упавшие на них с крутых скал, а также обвальные, осыпные, конусы выноса, различного рода морены и т. д.

Наименьшие возможности сохраниться в разрезе имеют брекчии, связанные с выносом обломков из сухих логов, осыпные и отчасти обвальные (при крупных землетрясениях образующих плотины озер), так как при дальнейшей эрозии или затоплении региона, при новой трансгрессии, они сравнительно быстро размываются и могут сохраниться лишь в грабневых или провальных карстовых и других быстро затопленных участках, где они могут быть захоронены под более молодыми осадками. Их морфология, протяженность, характер залегания на размытой поверхности более древних пород, прилегание и другие признаки позволяют их легко различать. В частности, в горных районах Средней Азии, где при сравнительно жарком климате и достаточном увлажнении создаются благоприятные условия для растворения карбонатных пород с образованием бикарбоната кальция — $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, происходит его разрушение и образующийся вновь кальцит (или арагонит) цементирует

остроугольные обломки осыпей, скапливающихся на склонах мелких долин и у их устьев. Возникшие таким путем брекчии, иногда цементированные очень чистым крупнокристаллическим кальцитом, производят полное впечатление мощных зон тектонической брекчии, цемент которых похож на эндогенный, гидротермальный. Только тщательное картирование позволяет геологу выявить, что они не образуют линейных трубообразных или кольцевых зон дробления, а имеют вид сложного в плане плащеобразного покрова на выположенных склонах сая (долинки), из-под которого в промоннах видны нормальные, но не дробленные известняки, характерные для соседних мест, сохраняющие те же элементы залегания. Заканчивается этот покров брекчий более мощным конусом выноса, залегающим на аллювиальных отложениях более крупной долины.

Приведенный пример важен потому, что при редких маршрутах встреча таких брекчий в разных случайных местах может повлечь за собой их объединение в тектоническую зону, которой нет в природе. В карбонатных породах при наличии прослоев и линз солей (эвапоритов) и растворении последних могут возникнуть карбонатные брекчии, аналогичные по виду осадочным брекциям. Они могут образоваться и в элювиальном слое карбонатных отложений обычно при их растворении водами и растрескивании известняков под влиянием других агентов. Своеобразные брекчии (каliche) в виде изогнутых корок, обращенных выпуклостями вниз, образуются при многократном высыхании луж с карбонатными илистыми осадками.

Весьма характерно также, что во всех таких брекчиях нет милонитов или глинок трения, секущих или окаймляющих их с какой-либо стороны, или ответвляющихся в боковые породы, что наблюдается практически в любом достаточно крупном разломе.

Грязевулканические брекчии относятся к экзогенным образованиям и проявлены только в нефтегазоносных районах. Структурным контролем грязевых вулканов являются разломы, вдоль которых мигрируют центры их извержений и соответственно перемещаются площади распространения грязевулканических брекчий, часто с перекрытием прежних их выбросов новыми. Обычно мощность брекчий каждого извержения не превышает 2—10 м, а площадь, занятая потоками, 0,5—10 га. Форма потока определяется рельефом и измеряется сотнями метров в длину и ширину. Лишь у самых крупных вулканов, как Локбатан (Азербайджан), возникают покровы до 150 м мощности, занимающие площадь 425 га. Извергаемая им вязкая глинистая масса имеет голубой или серый цвет и содержит угловатые обломки различных частей разреза вплоть до глубин 10—11 км. Размеры обломков этой брекчии редко достигают 10—15 см, обычно они не более 1 см. Расположение обломков хаотическое, такое же как и у тектонических брекчий. В отличие от тектонических брекчий они имеют нормальные («припаянные») контакты с подстилающими породами, как у обычных осадочных отложений (но при этом подстилающие породы могут быть выветрелыми). Они не содержат обломков покрывающих пород, а также не имеют ответвлений брекчий в соседние боковые породы, лишены зеркал скольжения, борозд и других признаков, указанных ранее, залегая подобно любому горизонту

осадочных образований. Дополнительным отличием от всех разновидностей брекчий являются их участки (около первой сотни квадратных метров), обожженные до кирпично-красного цвета непосредственно у центров вулканов в результате кратковременных газовых пожаров, раскалявших их до температур 800—1000°C. По положению таких обожженных брекчий можно фиксировать разломы и миграцию очагов извержений вдоль них.

В пределах самих разломов грязевулканическая брекчия будет отличаться своим цветом и отмеченным выше составом обломков.

Возможности встречи грязевулканических брекчий невелики ввиду локального их распространения даже в пределах нефтегазоносных областей. Учитывая редкость благоприятных условий их развития и захоронения (равнинный или холмистый рельеф, трансгрессия и быстрое опускание участка, наконец, грабенные структуры), возможность их обнаружения даже в пределах нефтегазоносных областей невелика. Эти брекции, излившиеся на дневную поверхность Земли, всегда фиксируют стратиграфические или угловые несогласия между породами. Среди морских или озерных отложений они пока не установлены.

Кроме отмеченных типов, брекции могут образоваться в результате газовых взрывов, создающих трубообразные формы, иногда не выходящие на поверхность. Последние возникают в результате неоднократных камуфлетных взрывов газов, пробивающих себе путь к поверхности Земли, и не всегда связаны с разломами (их пересечениями), встречаются также над сателлитовыми выступами интрузивов (например, на Актюсе в Киргизии) и при образовании структур «купол в купол», т. е. брекчий и интенсивной трещиноватости, возникшей под воздействием газовых прорывов (или взрывов), опережающих интрузивы, внедряющиеся один в другой. Газовые прорывы, образующие брекции, могут быть в пределах монолитных, не нарушенных разломами пород, но, видимо, более пронизываемых для взрывоопасных газов.

Трубообразные и более сложные формы могут иметь брекции обрушения карстовых полостей, часть которых могла быть заполнена и галечным материалом при подземном стоке по ним речных вод. В них также не наблюдается милонитов и глинок трения, характерных для тектонических и гравитационных нарушений — оползней.

Необходимо обратить внимание на особые типы брекчий, в которых обломки не цементируются рыхлым материалом тех же, но более мелкообломочных пород, в ряде случаев превращенных в глинистую массу, а цементированы монолитной породой. Если этим цементом был лавовый или туфолоавовый материал, говорят о лавобрекчиях, а туфовый — литокластических туфах, как разновидностях пород, характеризующих вулканическую деятельность. Реже встречаются сколь угодно выдержанные ареалы развития брекчий в интрузивных породах. Их обычно считают ксенолитами. Для всех них характерна совершенно различная степень деформированности самих обломков (катаклиз, плейчатость, более ранняя брекчированность и т. д.) и цемента, который может быть и совершенно свежим, не катаклазированным. Все эти признаки характерны для разнородных, разновозрастных образований.

Совершенно другой вид имеют брекчин, в которых и обломки и цемент не только представляют монолитную породу, но и сложены одинаковыми породообразующими минералами, которые (при просмотре шлифов) не обнаруживают даже признаков катаклаза или облачного погасания*, т. е. являются псевдоморфозами по ранее дробленным осадочным и другим породам разного генезиса, лишь имитирующими эти более ранние образования. Они могут возникнуть в процессе гидротермального метасоматоза, гранитизации или других ультраметаморфических процессах, полностью ликвидировавших результаты прежних деформаций пород и минералов, сохранив общий облик прежних пород, т. е. создав то, что иногда называют теневыми структурами.

Карбонатные отложения, по Дж. Уилсону [37], возникают на современных мелководных шельфах в чистой воде в строго ограниченной экваториальной области (30—40° северной и южной широты). Их образование подавляется терригенным выносом крупных тропических рек. Современные моря практически насыщены CaCO_3 (в том числе и в бикарбонатной форме), как в прошлом и некоторые древние моря, поэтому любое удаление CO_2 будет вести в них к химическому осаждению карбонатов. Способствует этому повышение температуры, интенсивное испарение, приток пересыщенных вод с зародышами CaCO_3 , фотосинтез CO_2 и т. д. Предел глубин образования CaCO_3 водорослями невелик — 10—15 м, редко больше (100—250 м). Большая часть карбонатов — местного автохтонного биогенного происхождения (перенос реками мал и пресная вода легко растворяет карбонаты), хотя существуют редкие терригенные карбонатные пески или алевроиты, образованные в результате оползания и переноса обломочного материала береговыми течениями. Показателем приливно-отливного режима является образование совершенных ооидов или оолитов — концентрически нарастающего материала, отличающегося окраской и текстурой. Карбонатные осадки образуют рифы, окаймляющие пояс орогенного осадконакопления непосредственно у берега, барьерные рифы, расположенные в открытом море и огибающие лагуны, фаро — кольцеобразные органические накопления с мелководной центральной лагуной, атоллы — кольцеобразные органические накопления в открытом море или океане. Кроме того, существуют крупные банки — мелководные поднятые участки в открытом море или океане (Багамская банка), хорошо развивающиеся в геосинклинальных или прикратонных впадинах.

Интерес к карбонатным образованиям велик, так как в них содержатся около 40 % запасов нефти, весьма внушительные запасы фосфатного сырья, редких и других элементов, а сами они часто используются в качестве строительного, облицовочного и другого материала.

При 2 % органики известняки приобретают темно-серый или черный цвет и характеризуют восстановительную среду; красновато-пурпурные обязаны окислительной обстановке (пигментом здесь являются гидратированные окислы Mn и Fe). Карбонаты образуются не глубже 4,5 км,

* Речь идет о метасоматитах, не претерпевших деформаций после своего образования. Если деформации были, то степень их проявления и в обломках, и в основной массе должна быть одинаковой.

так как они растворяются при опускании их частиц. Глубоководные красноцветные карбонатные осадки иногда находят в геосинклинальных трогах, куда был снесен и быстро захоронен этот материал. Пористость карбонатных отложений невелика, но 5—10 % не редкость, она достигает иногда 30 %.

Признаками осушений и перерывов (регрессий моря) в накоплении этих толщ служат переотложенная галька этих же пород, наличие следов размыва, вертикальные ходы илоедов, окончатая структура поверхности размыва, появление эвапоритов в таких углублениях и доломитов, а вокруг соленых луж — корок железистых карбонатов и «черных брекчий». В гумидном климате эвапориты растворяются и образуются протяженные слои брекчий, а обильные дожди ведут к образованию микрокарста и элювиального слоя красноцветных почв, а также брекчий растворения, обрушившихся в глубокие трещины. В полуаридном климате возникают каличе, а также извилистая слоистость и перевернутая градиционная слоистость, обращенная резкими выпуклостями вниз, и другие признаки. Кроме образования первичных доломитов, как полагают некоторые исследователи, происходит доломитизация карбонатных пород, поднятых над уровнем моря и подверженных действию метеорных или подземных грунтовых вод; этот процесс дискусируется. Действительно, хорошо наблюдаемая доломитизация (современная) имеет место в поднятых выше приливов, но спорадически затопляемых морем участках («платформах»), где в условиях засушливого климата возникают зоны себкхи — соленосные лагуны с рапой, в которых кроме доломитов отлагаются ангидрит и гипс, в том числе и внутри пород за счет захороненных пересыщенных солями поровых вод. Иначе говоря, этот процесс идет как во время седиментации, так и диагенеза, по мере того, как к поверхности подтягиваются поровые воды благодаря их интенсивному испарению. Здесь же возможны и косослоистые золовые карбонатные пески.

В зависимости от фациальной изменчивости в условиях разного климата могут иметь место и другие фациальные обстановки, характеризующиеся особенностями состава и строения карбонатных толщ, перечислять которые у нас нет возможности и необходимости. Отметим лишь в качестве примера зональности циклотему угольного пояса, где в прибрежных фациях будут угли, глины (сланцы) и песчаники, которые далее от берега, в дополнение к перечисленным породам, будут иметь и известняки, а еще мористее — главным образом известняки и отчасти глины (сланцы) и, наконец, только известняки.

Как отмечает Н. М. Страхов [36], отчетливо проявлена зональность и в накоплении целого ряда элементов. Так, например, группа фосфора и редких элементов максимальна в осадках прибрежной зоны (где органика), причем в сторону моря (пелагиали) содержания цериевой группы элементов возрастают, а далее вновь падают.

Кроме биогенного фактора большое значение в процессе привноса фосфора и редких элементов имеет апвеллинг — подток обогащенных фосфором глубинных вод, поднимающихся снизу вверх в сторону шельфа.

Картирование и изучение фациальной изменчивости карбонатных отложений, их состава и структурно-текстурных черт позволяют выяснить

палеогеографические, палеоклиматические и другие особенности, установить историю их развития и определить перспективы поисков полезных ископаемых, часто составляющих вторую неотъемлемую часть геологической съемки.

Остановим внимание еще на красноцветных формациях, представляющих интерес в том отношении, что они отмечают рубежи геотектонических этапов развития регионов, фиксируя контрастность тектонических движений, и одновременно являются ярким показателем климата и окислительной обстановки осадконакопления или последующего диагенеза пород. Распространение красноцветов не обусловлено строго определенным геотектоническим положением, а их специфические черты важны для решения проблем стратиграфии, корреляции отложений, установления палеотектонических условий осадконакопления, климата прошлого, способного создавать и сохранять пигменты — красители пород (гематит, гётит, окислы марганца и др.).

Установлено, что красноцветы принадлежат к элювиальным, аллювиальным, пролювиальным, озерно-болотным, дельтовым и отчасти лагунным, преимущественно обломочным терригенным осадкам. Переход к морским происходит путем замещения их сероцветными толщами, что установлено документально для рифея Русской и Сибирской платформ [31]. В вопросе окраски пород нет единого мнения. Большинство исследователей связывают ее с латеритным типом кор выветривания и поступлением этого красноцветного материала в бассейны осадконакопления; другие — с седиментацией и диагенезом осадков в самом бассейне. Вероятнее всего, оба процесса могут иметь место (порознь или совместно), и этот вопрос следует решать на конкретном материале.

Раньше считали красноцветы хорошим стратиграфическим репером (Красный лежень Тюрингии и др.), но затем убедились, что в разных регионах они занимают разные стратиграфические уровни (от протерозоя до неогена и моложе). Преобладают в них терригенные обломочные породы — конгломераты, песчаники, осадочные брекчии, алевролиты, аргиллиты и, иногда, карбонаты, а также пеплы и другая пирокластическая прослойка гипса, ангидрита, каменной соли, бокситов, углей и др. К этой группе относят и молассы — полифациальную совокупность обломочных пород значительной мощности, появление которых, по О. А. Мазаровичу [31], отражает рубежи разных геотектонических этапов развития территорий (складчатую, складчато-блоковую и блоковую — германотипную тектонику, платформенную активизацию, инверсию, что определяется уже по совокупности данных). Грубость материала возрастает к крыльям прогибов (крыльям межгорных впадин) и низам их разреза.

Поскольку формации представляют собой устойчивые ассоциации пород, встречающиеся в одинаковых сочетаниях на разных стратиграфических уровнях, составлять геологическую карту на формационной основе нельзя; ее единственной основой может быть только стратиграфическая последовательность образования пород. Это не значит, что не следует для поисковых и других целей составлять карты формационные как для определенных периодов (или отрезков времени) развития региона (ибо формации ярче отражают климатическую и физико-географическую обстановку развития территории), так и крупных эпох для больших тер-

риторий. Конечно, характер пород, слагающих формацию, зависит не только от климата, областей питания и осадконакопления и палеогеографии, но и от тектоники, особенностей вулканизма, состояния биосферы, атмосферы и других факторов. С определенными типами этих формаций связан ряд полезных ископаемых (медь, железо, бокситы, соли и др.). Для образования различных типов красноцветных формаций благоприятен аридный климат (эвапоритовая и медная формация), а для других гумидный (формации, содержащие гематит, бокситы, угли). На основе анализа данных, по А. И. Анатольевой [31], поздний протерозой был глобальной эпохой развития красноцветов (Индия, Сибирь, Австралия и др.) в условиях жаркого гумидного климата. Близкие климатические условия были и в девоне, при широком развитии этих формаций, вплоть до приполярной области (Гренландия, Шпицберген). В перми был и аридный, и гумидный климат. В триасе, мелу и палеогене существовал почти исключительно аридный климат, и только с конца палеогена на Земле стала выделяться климатическая зональность, но разница температур в них не была столь резкой, как сейчас. Эти данные представляют многоаспектный интерес, и в первую очередь должны учитываться при проведении поисково-съёмочных работ на экзогенные полезные ископаемые, а также при выяснении роли этой вмещающей среды, в которой могли формироваться эндогенные руды.

5. Виды и этапы геологосъёмочных работ

Геологосъёмочные работы по масштабам делятся на обзорные (мельче 1:1 000 000), региональные (от 1:500 000 до 1:100 000) и крупномасштабные (детальные 1:50 000—1:25 000 и специальные от 1:10 000 до 1:1000). Каждый из масштабов съёмки имеет свои цели и назначение.

По характеру и задачам геологические съёмки подразделяются на различные виды.

Государственные комплексные съёмки ведутся территориальными геологическими управлениями и производственными объединениями министерства геологии. В процессе работ составляется комплекс карт: геологические, тектонические, гидрогеологические, полезных ископаемых, четвертичных отложений и др. Такая съёмка сопровождается металлотрическим и шлиховым опробованием, гидрогеохимическим опробованием, радиометрическими и геофизическими работами, позволяющими выявить закономерности в локализации полезных ископаемых.

Тематические съёмочные работы проводятся научно-исследовательскими организациями и тематическими партиями производственных объединений и экспедиций. Они в основном имеют специальные цели (тектонические и структурные исследования, изучение стратиграфии, вещественного состава руд, геоморфологии и других различных специальных вопросов).

Изыскательские и инженерно-геологические съёмки также выполняются проектными и производственными организациями с целью изучения физических свойств, прочности, устойчи-

ности и других особенностей пород. Такие съемки ведутся и для проектирования железнодорожных трасс, заводов, городов, водоснабжения и других прикладных целей.

Этапы геологосъемочных работ. Геологические съемки проводятся по определенному плану. Этапы проведения этих работ следующие: 1) подготовительный, 2) организационный, 3) полевой и 4) камеральный.

Подготовительный этап имеет большое значение. Большой объем литературных и фондовых материалов заставляет тратить много времени на их изучение. Кроме того, в это же время производится предварительное дешифрирование аэрофотоснимков и подготовка топографической основы. На весь период деятельности экспедиции или партии составляется проект работ. В первой части приводится характеристика геологического строения района и геологической изученности территории, а также излагаются основные задачи, стоящие перед съемщиками, и пути их выполнения. В проекте показываются также условия выполнения работ и необходимые сведения для составления смет на рабочую силу, материалы и оборудование партии.

Обязательные графические приложения к проекту — схематическая геолого-литологическая карта в масштабе работ, стратиграфическая колонка и разрезы проектируемых горных выработок (скважин, шурфов, канав), составленные на основании всех собранных материалов, предварительного дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических данных. Кроме того, составляется карта геологической изученности района, где границы разномасштабных съемок прежних лет делаются разным цветом.

Организационный период имеет главными целями подбор снаряжения и продуктов питания, перебазирование партии к месту работ, набор рабочей силы, организацию транспорта, устройства базы партии.

Полевой период — это важнейший период проведения геологосъемочных работ. Он делится на три последовательных подэтапа: 1) общее знакомство с геологическим строением района и рекогносцировочные маршруты; 2) выполнение основного объема полевых геологосъемочных работ и 3) заключительные маршруты и увязка всего полевого материала. Следует всегда руководствоваться правилом: основные геологические контуры карты составляются в поле, а в последующих камеральных работах вносятся лишь небольшие уточнения.

Основа геологической съемки — это изучение стратиграфического разреза осадочных и вулканогенных толщ и выявление основных интрузивных комплексов. В процессе уточнения стратиграфического разреза выявляются маркирующие горизонты — слои, которые обладают следующими признаками: 1) хорошо выражены в рельефе, 2) отчетливо выделяются по литологическому составу и цвету и 3) имеют достаточно широкое распространение. Основное правило — не повторять данные предшественников, а развивать, уточнять, а неверные сведения исключать, излагая обоснование этому.

Важнейшими методами геологической съемки являются: 1) маршрутная съемка; 2) метод прослеживания геологических границ и 3) площадная съемка. Маршрутная съемка применяется чаще всего при картировании в масштабах 1:1000 000, 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000.

В более крупномасштабных съемках применяется этот метод в несколько измененном виде — метод направленных маршрутов, или уральский метод. Он разработан в горно-таежных местах Урала, где ориентировка трудна.

Сущность метода маршрутной съемки состоит в том, что район обследуется маршрутами, проложенными вкрест простирания пород или складчатых комплексов. Данные, полученные в маршрутах, наносятся на топографическую основу и на аэрофотоснимки. Геологическая карта составляется путем интерполяции данных смежных маршрутов и результатов дешифрирования аэрофотоснимков. Особенности уральского метода, широко применяемого также и в Сибири, состоит в том, что для облегчения ориентировки прорубаются просеки в определенных, параллельных друг другу направлениях через соответствующие интервалы. Так, на Урале прорубаются широтные просеки через 2 км (при съемке 1 : 200 000) вкрест преобладающего «уральского» простирания пород, в Забайкалье это чаще всего просеки в северо-северо-западном направлении, для съемки масштаба 1 : 10 000 они прорубаются через 100 м. На этих просеках топографы разбивают сеть пикетов, по ним же проходят геофизики, металлотристы и т. д. Нанесение пунктов наблюдений и обнажений на топооснову производится глазомерно. В таежной местности в случае отсутствия просек и пикетов для лучшей привязки ведут глазомерную съемку. Расстояния в случае отсутствия пикетов отсчитываются шагами. Этот метод оправдан только в таежных условиях, и карты, составленные таким образом, довольно схематичны. Но достоинства этого метода в том, что значительно облегчается ориентировка.

Метод прослеживания геологических границ по простиранию — один из самых точных. В этом случае, найдя геологическую границу, геолог прослеживает ее на местности, нанося на геологическую карту. Это наиболее достоверная методика, применяя которую устанавливают взаимоотношения между слоями, выявляют характер границ, несогласия и перерывы, следы размыва, которые могут быть установлены только при таком виде картирования, шаг за шагом.

При прослеживании слоев по простиранию хорошо видны фациальные изменения состава пород, которые при изучении разрезов или при маршрутных пересечениях слабо заметны. Недостатки этого метода трудоемкость и длительность. Геологическая граница может быть недостаточно доступной (болота, обрывы, осыпи и т. д.), поэтому метод применяется главным образом при детальной съемке, где он дает хорошие результаты.

П л о щ а д н а я с ъ е м к а (метод свободных маршрутов) производится также главным образом при геологическом картировании в масштабах от 1 : 200 000 до 1 : 10 000. Геолог при ее проведении движется свободным маршрутом по местности, выбирая обнажения, и ставит точки наблюдения в зависимости от масштаба съемки и решения конкретных задач, возникших во время маршрута, но так, чтобы ими была покрыта вся территория. Густота маршрутов зависит от степени сложности геологического строения, обнаженности, проходимости, фотогеничности и соответственно дешифрируемости аэрофотоснимков, имеющих большое значение

В пределах интрузивных пород маршруты намечаются так, чтобы были изучены все части массива, осмотрены контакты интрузива с вмещающими породами, выявлены дайки и тектонические нарушения и прослежены по простиранию.

Это методика съемки наиболее хороша тогда, когда мы можем свободно ориентироваться на местности. Особенно широко она применяется при съемках труднодоступных районов, когда геолог не может двигаться по заранее выбранному маршруту.

Для точного установления геологических границ используются прямые геологические наблюдения, горные выработки (канавы, шурфы, скважины) и обязательно аэрофотоснимки. В процессе геологической съемки точки наблюдений должны быть нанесены на карту или способом визуального сопоставления карты с местностью (по излучинам, горкам, притокам и др.), или способом полунструментальным, применяющимся тем чаще, чем детальнее съемка. При этом способе главный инструмент — компас, рулетка или шагомер. Компасом делают прямые и обратные засечки и производят глазомерные ходы, иногда с барометрической привязкой. При составлении карт 1:5000—1:500 совершенно необходима инструментальная привязка главных геологических элементов карты.

Инструментальная съемка представляет разновидность площадной съемки, при которой нанесение геологических объектов на топооснову производится инструментально, с применением реперов и последующей мензульной или теодолитной их привязкой совместно топографом и геологом. Привязке подлежат контакты с интрузивными породами, границы между слоями и свитами, маркирующие горизонты, дайки, жилы, рудные тела и т. д.

Объектами наблюдения геолога в поле являются в первую очередь выходы на поверхность горных пород (обнажения). Они могут быть естественными и искусственными (канавы, закопушки, расчистки, шурфы, дудки). Кроме обнажений изучается элювий и делювий (с учетом его смещения по склону), о чем подробно говорилось выше.

Камеральный период. Этот этап работы геолога заключается в обработке материалов и данных полевого периода. Камеральный период начинается после приема полевых материалов: полевой геологической карты, которая должна быть готова к концу полевого периода, разрезов и краткого предварительного или информационного отчета, составленного в поле. Кроме того, предъявляются к приемке полевые книжки, журналы опробования, журналы образцов, документация горных выработок с их полевым описанием. Задачи камерального периода обработка текстовых, графических и каменных материалов полевых наблюдений, изготовление шлифов, аншлифов, пришлифовок и их изучение, составление чистой графики и написание отчета. Для полной характеристики пород и руд проводятся петрографические, минералогические, геохимические, палеонтологические, рентгеноструктурные и другие исследования.

Попутно идет и доработка литературных и фондовых данных, а также подготовка чистой графики и окончательное дешифрирование аэрофотоснимков.

Результатом камерального периода является составление геологического отчета, включающего все необходимые по инструкции главы и сопровождаемого графическими приложениями.

6. Геологическая съемка в различных условиях

Природные условия и особенности геологической съемки и поисков весьма разнообразны и определяются взаимодействием различных факторов. К ним следует отнести климатические, геоморфологические, степень и мощность развития четвертичного покрова, характер растительности и, наконец, особенности самих геологических образований (осадочно-монотонные или разнообразные, с органическими остатками или немые, метаморфизованные или нет, эффузивные, эффузивно-осадочные, интрузивные, смятые в складки или нет и т. д.). Трудности картирования зависят не только от сложности самих геологических образований, но и от степени их обнаженности и доступности для наблюдений и климатических особенностей района. При всех равных условиях качество работ будет определяться квалификацией и упорством исследователей, снабженных современной аппаратурой, транспортом, материалами (прежде всего, аэрофотоснимками разных масштабов) и снаряжением.

Мы не станем разбирать ясные положения, а остановимся лишь на особенностях собственно полевого геологического картирования в закрытых и слабо обнаженных районах.

Как уже было сказано раньше, до начала полевых маршрутных исследований геолог уже должен произвести предварительное дешифрирование всех доступных для района аэрофотоматериалов и в маршруте из них иметь лишь необходимые, продолжая их дешифрирование в поле. Идеальной на сегодня следует считать аэрофотокарту данного масштаба съемки (или детальнее), на которой дополнительно показаны разреженные горизонталы местности. Она позволит быстро и безошибочно дать привязку всего пути маршрута и обнаруженных при этом коренных выходов разнообразных пород и их структур, а также в поле и в камеральный период решать задачи по определению элементов залегания пород, рассчитать их мощности и т. д. Следует подчеркнуть, что точная привязка места нахождения геолога и всего маршрута обязательный и важный элемент в геологической съемке и поисках и залог точности и качества будущей карты, так же как и внимательное и точное выявление и изображение контуров выходов разнообразных пород. Для детальных карт рудных полей (1 : 2000; 1 : 500) должна быть инструментальная привязка важнейших структур — их контактов. Кроме того, такая аэрофототопографическая карта позволяет рационально выбрать маршруты для съемки, экономно разместить каналы, шурфы и провести картировочное бурение для получения необходимой и достаточной геологической информации.

Степень обнаженности района определяет стиль самой работы и ее напряженность. Условно все районы можно разделить на обнаженные, умеренно обнаженные и практически закрытые четвертичным чехлом. Однако к этому следует добавить и степень доступности, ибо те или

иные участки могут быть хорошо обнажены, но недоступны и окажутся менее информативными, чем закрытые, но доступные.

При съемке геолог должен вести описание всего маршрута, а не точек его стояния, ибо не число таких точек, приходящихся на площадь съемки, определяет достоверность карты и ее качество. В хорошо обнаженном и доступном районе естественно легче всего вести такие работы, создавая характеристику серии разрезов и прослеживая по простиранию их маркирующие горизонты и пачки пород, наблюдая устойчивость и изменчивость состава разрезов и их мощностей и взаимоотношения толщ между собой.

Вместе с тем закрытые участки, оконтуренные на карте, не должны быть оставлены без внимания даже в хорошо обнаженных районах, и их характеристика дается так, как это будет отмечено ниже при картировании закрытых территорий, разве что эта потеря информации по ним может быть компенсирована осмотром рядом расположенных обнажений. Ведя описание разреза и отмечая на карте границы маркирующих горизонтов и пачек пород, их дешифрировочные признаки, по которым они прослеживаются в обе стороны от пересекающего их маршрута, необходимо брать образцы представителей пород этого разреза, замерять элементы залегания, сланцеватость (если она есть в коренных обнажениях) и намечать примерное положение следующего маршрута, проводимого для сравнения и уверенной увязки выделяемых стратиграфических единиц картируемых пород, участвующих в создании главных структур района. Наличие хорошо дешифрируемых горизонтов и пачек пород создает условия для сокращения числа маршрутов без ущерба качеству и достоверности карты. Горный рельеф весьма способствует выявлению структур и расчетам преобладающих элементов залегания толщ, включая и участки, труднодоступные и непроходимые. Выбирать направление маршрутов следует, исходя не только из степени обнаженности, но и обзорности окружающей территории для максимального использования возможностей уточняющего дешифрирования выделенных ранее контуров выходов пород, т. е. проходить маршрутами прежде всего по водоразделам. При этом следует считать нормой отклонение от намеченного в начале маршрута, если в процессе его прохождения возникла необходимость и возможность решить тот или иной вопрос (выяснить, например, возрастные взаимоотношения пород, собрать органические остатки, выявить характер перемещений по разломам и собрать данные для расчетов их амплитуд и выяснения времени, когда произошли эти перемещения, а также других данных).

В слабо обнаженном районе, таком как Донбасс, в котором коренные обнажения рассеяны по балкам и бортам речных долин, примером образцовой карты является карта Л. И. Лутугина; его именем назван метод геологосъемочных работ. Суть его состояла в том, что вначале очень детально описывались коренные обнажения, зафиксированные на карте, и составлялись опорные разрезы для осадочных пород разного возраста, которые затем служили основой для увязки частных мелких обнажений, а также при прослеживании выделенных пачек пород при втором этапе работ — собственно геологическом картировании.

Первой задачей было детальное описание разрезов коренных обнажений для составления общего опорного разреза. При этом выделялись те

или иные наиболее яркие и устойчивые признаки, которые можно было бы легко использовать в поле при картировании. В качестве таких признаков бралось сочетание пород, преобладание одних над другими, цвет, наличие растительного детритуса, обогащенность пиритом, характерные небольшие сообщества пород, сопутствующих друг другу, иногда их мощность, меняющаяся в небольших пределах, характер выветривания, устойчивость к выветриванию и т. д. Применимость этих признаков состояла в их устойчивости, неизменности на значительных расстояниях от опорных разрезов, характерных разным участкам или районам.

Эта методика, безусловно, хороша для детальных неторопливых съемок, требующих повторных объездов территории, обеспеченной многочисленными дорогами, и проходимой в любых направлениях за короткий срок, и была бы обременительной по затратам труда, времени и средств для работ в горных условиях, с недостаточной или плохой оснащенностью, а также в таежных местах с недостаточной сетью троп и дорог. Кроме того, со времени работ Л. И. Лутугина произошли коренные изменения в достижимой точности, производительности и методике составляемых геологических карт в связи с появлением аэрофото- и космических съемок в разных световых диапазонах, не считая других специальных методов (радарной, лазерной, инфракрасной и других съемок), без которых теперь не ведется ни одна грамотная современная геологическая съемка. Поэтому не отвергая общий подход, т. е. выделение исключительно детально описанных, расчлененных на пачки и маркирующие горизонты опорных разрезов (основы стратиграфической колонки района) и методов корреляции с ними других их выходов на поверхность, следует сочетать его с возможностями аэрофото- и космической съемки, позволяющей видеть объект целиком и тут же проследивать эти пачки и горизонты на заснятой поверхности Земли с различных аэроаппаратов, затрачивая на аналогичную работу меньше времени и труда, не теряя качества конечной продукции.

Наибольшую сложность представляют работы в районах, почти полностью закрытых чехлом четвертичных отложений, поэтому редкие (не более 1—3 % площади) коренные выходы по долинам рек или их склонам, искусственные выемки, пройденные в связи с различными строительными и дорожными работами, и специально заданные канавы, шурфы и скважины приобретают особо важное значение. Рассмотрим наихудший случай, когда кроме видимой сети наиболее контрастных разломов аэрофотоснимки не позволяют разглядеть горизонты и пачки пород, скрытые под делювием, из-за близких физико-механических свойств пород, монотонности их разреза, распаханности полей, скрывающих их структуры, плоского рельефа и других неблагоприятных для дешифрирования особенностей. В этом случае успех съемочных работ целиком будет зависеть от наблюдательности и высокой квалификации геологов. Поскольку коренных выходов немного, и если они известны, то с них и следует начать изучение, как это делал Л. И. Лутугин. Зная теперь простирание пород и их падение, можно выбрать почти перпендикулярные (или косые) к нему маршруты, стараясь вести их по водораздельным участкам, чтобы выяснить последовательность пород

разреза и примерные их границы. Для этой цели самым тщательным образом визуально изучают состав обломков четвертичного делювиального покрова, отмечая при этом, какие породы преобладают в данном месте и в какой последовательности по частоте встречаемости идут другие разности (включая единичные обломки отличающихся пород). При этом геолог должен отчетливо сознавать, что не все из них могут слагать коренные породы в этом месте; они могут быть перемещены с более высоких частей этого водораздела. Сразу сделать выбор и сказать, что находится в коренном залегании довольно трудно, но замечая это место и медленно перемещаясь, например, вверх к водоразделу и шаг за шагом следя за количественным и качественным изменением состава обломочных пород можно достаточно точно наметить границы их положения в разрезе на этом участке пути. Так, например (если только четвертичный покров не является мореной или различными флювиогляциальными отложениями неизвестно откуда транспортированными ледником и его водами), если из списка обнаруженных обломков пород вдруг выпали одна или две породы и выше по склону они среди обломков не встречены (т. е. их отсутствие не случайность, и геолог их не просто проглядел), можно уверенно говорить о верхней их границе распространения и остается лишь выяснить тем же путем, какая из них выпала из числа обломков раньше. Нижняя их граница устанавливается менее точно, особенно если маршрут идет по широкой, плоской наклонной поверхности, а не по второстепенному, пусть мелкому, водоразделу, позволяющему обломкам скатываться (рассеиваясь) в соседние сайки (долинки) и быстрее исчезать на водоразделе тем породам, которые слагали склон выше. При этом следует всегда иметь в виду ту мысль, что преобладающие в делювии обломки, которые продолжают встречаться на значительном отрезке этого маршрута, видимо и будут в коренном залегании составлять основную часть склона под делювием. Отмеченные же выше сравнительно редкие обломки других пород будут образовывать в них прослой. Если они составляют серию прослоев среди преобладающих пород, то их появление, рост числа и исчезновение будут создавать как бы волнообразную картину их поведения, и «гребням» этих «волн» будут соответствовать место и ширина их коренного выхода на поверхность под делювием. В этом вскоре геолог убеждается, когда и преобладающие породы среди обломков делювия резко сокращаются и вдруг исчезают, а по мере приближения к скрытому их контакту разбавляются обломками вышерасположенных по склону пород, начинающих резко преобладать над ними. Наличие случайных обнажений, подтверждающих выявленную картину, еще больше вселяет уверенность в правильности интерпретации этих косвенных фактических данных. В полевом дневнике геолог обязан вести запись изменчивости состава обломочных пород делювия для всего отрезка маршрута и брать их образцы, а не делать это только у точки его стояния, помеченной на карте. Естественным и оправданным будет расположение точек на разных расстояниях (а не шаблонных, с выдержанным «шагом») в тех местах, где фиксируется контакт по резкой смене обломков в делювии, либо при смене направления маршрута, либо по другим причинам. Таким образом, картирование в этих условиях есть постоянный строгий и внимательный анализ фактической изменчивости состава делювия на

протяжении всего маршрута, геоморфологических особенностей рельефа, определяющих миграцию обломочного материала и фиксирующих смену состава коренных пород, а также помогающий логически обоснованно изобразить на карте именно те породы, которые находятся в коренном залегании.

Еще раз подчеркиваем, что анализ маршрутных данных должен постоянно сопровождаться изображением их результатов на топокарте или аэрофотоснимках (аэрофотокарте и т. д.) с дальнейшим переносом этих данных на топооснову требуемого масштаба. Все это делается в поле в процессе картирования, когда только и может возникнуть правильное понимание геологической структуры, стратиграфии и магматизма изучаемого района. При этом возрастает предсказуемость того, что должно быть обнаружено на еще нехоженном участке. Если в процессе такой работы в соседнем маршруте мы получаем данные, которые не увязываются с другими, и одной из причин может оказаться разлом, расположенный между этими маршрутами, то его следует искать, используя все прямые и косвенные признаки, описанные нами раньше (см. стр. 152), попытаться наиболее точно установить его положение на карте и вычислить по этим данным его простирание, угол и направление его падения.

Изложенная методика картирования проверена нами на практике при составлении карт 1:25 000, 1:10 000 и 1:5000 масштабов и дала полное соответствие с данными горных работ и глубоких скважин, материалы которых использовались при составлении разрезов и поначалу нарочно не изучались и не учитывались с целью проверки возможности и надежности результатов такой кропотливой работы, а также была подтверждена бурением скважин, заданных для подсечения выявленных потенциально рудоносных структур.

Естественно, что при мелкомасштабном картировании анализ состава делювия ведется не столь детально, поскольку выявление преобладающих в нем пород даст представление о главных составных частях разреза картируемой территории.

Картирование четвертичных отложений является самостоятельной задачей. Поскольку эти отложения самые молодые, то и структуры, образуемые ими, наиболее просты и обычно видны в своем первозданном виде без коренных принципиальных изменений и поэтому легче выявляются. Наиболее характерными из них являются поверхности выравнивания, по которым можно выявить историю формирования рельефа, и блоковые неотектонические перемещения как по старым, так и по новым разломам. Ледниковые и межледниковые эпохи выявляются также по специфическому геоморфологическому облику, составу и последовательности отложений. Поэтому картирование четвертичных отложений органически связано с геоморфологическими исследованиями.

Четвертичные отложения лишены глубоких метаморфических изменений, но агенты химического, биохимического и физического выветривания создают большое разнообразие пород. Специфика их состава и структурных форм тесно связана с климатической зональностью в четвертичном периоде и неотектоникой. При картировании эти отложения всегда разделяются на генетические типы, отражаемые на картах. Среди них выделяются: склоновые — элювиально-делювиальные, речные аллю-

виальные, озерные, озерно-болотные, эоловые, ледниковые и другие типы осадков, разделяемые на подтипы. Дробное их расчленение на возрастные единицы осуществляется с применением новых методов: палинологического (споро-пыльцевого), радиоуглеродного, магнитометрического, упомянутого нами ранее и особенно ценного для этого периода, дендрологического и некоторых других, подробно рассмотренных в специальных курсах геоморфологии и четвертичной геологии, в том числе в книге Д. С. Кизевальтера, Г. И. Раскатова, А. А. Рыжовой, вышедшей в 1982 г.

Для некоторых типов этих отложений особое значение приобретают минералогические методы исследований, поскольку ими выявляются наличие касситерита, вольфрамит, золота, титаномагнетита, циркона и других минералов, создающих россыпи, а также минералы кор выветривания (в месторождениях каолинов, бокситов и др.). Четвертичные отложения — крупная сырьевая база строительной индустрии и объект разносторонней человеческой деятельности. Они — субстрат, на котором развиваются почвы.

Поскольку методы их изучения и картирования сохраняются в основном теми же, что и изложенные в книге для картирования более древних образований, то нет необходимости на них останавливаться подробнее.

Особыми условиями отличаются геологосъемочные работы, проводимые в пределах шельфа морей и океанов. Эти особенности связаны главным образом с наличием экранирующей толщи воды. Интерес к изучению этих районов обусловлен тем, что в их пределах могут локализоваться месторождения полезных ископаемых, особенно месторождения нефти и газа. С современными и новейшими отложениями может быть связано формирование прибрежно-морских россыпных месторождений, а также месторождений строительных материалов и агрохимического сырья.

Геологическое изучение дочетвертичных образований на шельфе имеет своей главной целью выявление структур, перспективных на нефть и газ. Месторождения других видов полезных ископаемых, локализующихся в коренных породах, в настоящее время практически не изучаются из-за сложности их отработки в подводных условиях. В связи с этим задачи систематического изучения пород складчатого фундамента в широких масштабах не ставятся. Большое значение в этих условиях приобретает изучение дочетвертичных осадочных образований чехла.

Эта задача решается с применением специфических приемов и средств ведения работ. Возможности аэрофотосъемки и результатов дешифрирования снимков для целей геологического картирования ограничиваются глубинами 12—25 м. Кроме того, ее использование осложняется наличием современных отложений большой мощности или подводной растительности. С помощью аэрофотосъемки в зонах прибрежных мелководий иногда удается устанавливать и проследивать положение отдельных пластов и свит осадочных пород, выявлять пликвативные структуры, изучать разрывные нарушения. Непосредственное изучение условий залегания осадочных пород в подводных условиях геологом-съемщиком возможно лишь в редких случаях, так как для ведения таких работ

требуется специальная подготовка. Кроме того, пребывание исследователя под водой ограничено временем и глубинами (не более 40 м) и связано с погодными и климатическими условиями. При этом под водой затруднена ориентировка, привязка точек наблюдений к топооснове, производство записей и само описание, т. е. характеристика цвета отложений, размеров обломочных частиц, степени их окатанности и т. д. Все это является причинами широкого использования при морских геологоразведочных работах геофизических методов в сочетании с бурением опорных скважин, отбором образцов драгами и дночерпателями, изучением верхних частей разрезов осадков по колонкам, полученным с помощью вибропоршневых, вакуумных, ударных трубок и других технических средств прообтбора на море.

Геологическое изучение зоны шельфа должно сопровождаться структурно-геоморфологическими исследованиями. Выявлению геологических структур способствуют унаследованный характер их развития в новейшее время и отражение этих структур в современном рельефе морского дна. Положительные структуры часто характеризуются расширением в их пределах морских осадков с относительно крупными размерами обломков — песков разной зернистости, гравелитов, мелкообломочных галечников. Отрицательные структуры характеризуются, как правило, понижениями в рельефе, в пределах которых развиты тонкообломочные осадки — алевритовые и глинистые илы. Тектонические нарушения иногда трассируются локальными уступами и перегибами в рельефе морского дна.

Структурно-геоморфологические схемы составляются в период подготовки к полевому сезону на основе анализа батиметрических карт и данных эхолотирования. При этом используются приемы математической обработки, позволяющие выявлять локальные изменения рельефа на фоне регионального уклона дна. Структурно-геоморфологические схемы дополняются и корректируются в процессе ведения съёмочных работ, в результате чего составляются геоморфологические карты, позволяющие более правильно оценить генезис отдельных форм рельефа и их связь с геологическими структурами в пределах шельфа.

Для изучения особенностей морского дна может использоваться гидролокатор со сканирующей системой (сонар бокового обзора), дающий возможность оценивать его рельеф не по профилю, а в полосе шириной от 100 м до 1,5 км в зависимости от глубины моря и типа аппаратуры. Эти исследования могут дополняться подводными дистанционными методами — фотосъёмкой дна и телевизионными наблюдениями.

Одним из ведущих геофизических методов, используемых при геологическом изучении шельфа, является сейсмоакустическое профилирование (САП). Метод основан на регистрации микросейсмических волн, отражающихся от поверхностей различных сред, в том числе от поверхности дна, поверхностей напластования осадочных пород различного состава, поверхности складчатого фундамента. Источниками упругих колебаний являются различного вида конструкции, использующие энергию электрического разряда («спаркеры»), пневматического и механического удара и т. п. В процессе профилирования обеспечивается непрерывная работа источника колебаний. Запись отраженных волн ведется непрерывно

в автоматическом режиме на специальную бумагу, на которой в наглядном виде отражается не только рельеф дна, но и геоакустический разрез рыхлых отложений, позволяющий изучать условия их залегания, структуры и характер взаимоотношений отдельных пачек осадочных слоев. Метод отличается высокой производительностью и низкой себестоимостью работ. Он применим в широком диапазоне глубин моря, однако на мелководьях (0—5 м) интерпретация данных осложняется проявлением кратных отражений. Глубинность метода по рыхлым отложениям достигает 50—70 м и зависит от энергии источника колебаний. При этом возможно выделение отдельных слоев мощностью 1,5—2 м. Используемая аппаратура отличается компактностью и допускает ее применение с судов малого водоизмещения (до 5—10 т).

Сейсморазведка в сравнении с сейсмоакустическим профилированием обладает большей глубинностью, но отличается от него высокой себестоимостью и отрицательным влиянием взрывов на окружающую среду, вследствие чего должна использоваться при особой необходимости.

Изучение состава дочетвертичных рыхлых отложений базируется на результатах бурения неглубоких (до 40—50 м) скважин с плавучих буровых установок. Глубокое бурение со стационарных платформ ставится только на заведомо перспективных площадях. Информация о самых верхних частях разреза (до 2—5 м) может быть получена с помощью различного рода трубок.

Особое внимание при проведении морских геологосъемочных и геологоразведочных работ должно быть уделено вопросам привязки точек наблюдений (мест отбора проб, положения скважин, профилей геофизических исследований) к системе координат.

В ряде случаев геологические структуры, сложенные породами различной плотности, могут быть выявлены с помощью гравиметрической съемки. На шельфе с этой целью применяются высокоточные донные гравиметры, однако этот вид работ имеет низкую производительность и отличается высокой стоимостью, в связи с чем распространен нешироко.

Расчленение осадочных отложений чехла на отдельные комплексы и выяснение условий их залегания возможно методами электроразведки, однако методика этого вида работ и аппаратура для его применения в подводных условиях в настоящее время только разрабатывается. Непосредственно на побережьях для решения поставленной задачи может быть использовано вертикальное электроразведывание.

Картирование современных осадочных образований на шельфе имеет своей целью выделение площадей, перспективных на поиски месторождений полезных ископаемых; в том числе россыпных месторождений. При проведении этих работ во многом применимы принципы геологической съемки четвертичных отложений на суше. Это особенно характерно для изучения морских образований, расположенных выше уровня моря — современных пляжей, прибрежных дюн, высоких морских террас.

Прибрежно-морские россыпные месторождения морского генезиса формируются преимущественно в прибрежной зоне. Практические возможности их обработки ограничены глубинами 50—70 м, в связи с чем картирование современных осадков целесообразно также ограничивать этими изобатами. Работы по систематическому изучению прибрежных зон

шельфа начаты относительно недавно, поэтому требования к содержанию и масштабам карт во многом еще не определены. Часто они диктуются конкретными условиями и задачами исследований. Очевидно только, что геологическое изучение данных районов должно иметь комплексный характер и включать в себя оценку пространственного размещения осадков различного литологического и фациального состава, изучение закономерностей распределения в них минералов тяжелых фракций, анализ основных форм рельефа морского дна, выяснение условий их формирования с учетом эвстатических колебаний уровня моря, характера неотектонических движений, гидро- и литодинамики прибрежной зоны шельфа, поскольку все это взаимосвязано.

Решение этих задач базируется на использовании разнообразных методов и технических средств. Данные аэрофотосъемки позволяют в ряде случаев оперативно выявлять характерные формы морского дна в зоне прибрежного мелководья, определять возможный состав осадков, приблизительно оценивать степень концентрации в них тяжелых минералов по цвету снимка. Особое значение при этом имеют результаты анализа данных регулярно повторяющихся съемок. Они дают возможность изучать динамику наносов в приурезовой полосе, оценивать ее связь с волновыми режимами акваторий.

Для изучения литологического, минерального и фациального состава пробы отбираются дночерпателями, драгами, трубками различных конструкций. В редких случаях их применение дополняется бурением неглубоких скважин с плавучих оснований. Следует иметь в виду, что основным недостатком почти всех указанных технических средств пробоотбора являются отказы при работе на грубообломочных осадках — галечниках, валунистых отложениях, приуроченных к береговым линиям, в том числе и к древним, а также к затопленным аллювиальным системам. Особенностью изучения прибрежно-морских отложений является характеристика их минерального состава. В этих отложениях, кроме количественного соотношения минералов тяжелой фракции, должно оцениваться их содержание, выраженное в кг/м^3 или в г/м^3 .

Визуальное обследование подводного склона для целей картирования в широких масштабах не применяется из-за низкой эффективности этих работ. В то же время оно может давать хорошие результаты на ключевых участках, детальное изучение которых позволяет делать выводы о закономерностях осадконакопления в береговой зоне шельфа.

Границы литологических разностей осадков обычно определяются уклонами дна, глубиной моря, конфигурацией берегов и некоторыми другими факторами. Характерно уменьшение размерности осадков по мере удаления от берега и увеличения глубины моря, причем наиболее грубообломочные отложения отмечаются на пляжах, примыкающих к подводным склонам с относительно крутыми уклонами дна. В пределах акваторий бухт и заливов мелко- и тонкообломочные осадки могут накапливаться даже на мелководье, в то время как вблизи мысов крупнозернистые осадки могут встречаться и на значительных глубинах. Распределение осадков в прибрежной зоне моря зависит также от положения форм подводного рельефа. В отдельных случаях строение участков морского дна практически не отражается в изменении размерности покрывающих его

осадков. Это особенно характерно для участков, в пределах которых имеются древние береговые линии и затопленные долины, не выраженные в современном рельефе дна. К этим элементам часто приурочены россыпные месторождения, в связи с чем их фиксация и прослеживание представляют особый интерес. Прибрежно-морские россыпные месторождения могут быть также связаны с локальными неотектоническими поднятиями или с их периферическими частями, вследствие чего новейшие тектонические движения также подлежат анализу при геологическом картировании. Эти движения фиксируются по положению некоторых террасовых уровней и слоев определенного состава и возраста, по фаціальным изменениям осадков в различных блоках и т. д. Как правило, новейшие тектонические движения происходят по ранее заложенным нарушениям и имеют унаследованный характер в пределах определенных блоков. Изучение этих блоков и нарушений на суше позволяет оценивать роль неотектоники в формировании рельефа и осадков в прилегающих акваториях. Это обстоятельство определяет необходимость совместного геоморфологического изучения морского дна и побережья.

Наиболее эффективным методом геологического и геоморфологического изучения прибрежной зоны шельфа является сейсмоакустическое профилирование, которое часто позволяет уверенно прослеживать положение подводных террас и валов, затопленных аллювиальных речных систем, древних береговых линий, выступов коренных пород и т. д. Этот же метод иногда дает возможность оценивать особенности внутреннего строения этих элементов и соотношения слагающих их осадков. Кроме сейсмоакустического профилирования при геологосъемочных работах на море могут использоваться магнитометрическая и радиометрическая съемки. Эти работы производятся приборами, регистрирующими характер геофизических полей непосредственно на поверхности морского дна. Для магнитометрической съемки используются высокочувствительные протонные и квантовые магнитометры. Такие исследования позволяют выявлять области повышенных концентраций минералов тяжелой фракции, в том числе магнитных и радиоактивных минералов. Повышенная радиоактивность донных осадков связана, как правило, с наличием торийсодержащих минералов — торита, циркона, оранжита, монацита и др. В ряде случаев радиометрической съемкой по общему каналу могут фиксироваться выходы на поверхность морского дна гранитов и сиенитов, а также участки дна, сложенные глинистыми осадками.

Накопление морских отложений и формирование прибрежно-морских россыпных месторождений происходит при значительном влиянии течений и волнения, изучение которых является основной задачей литодинамики. Вызываемые течениями и другими факторами перемещения обломочных частиц и процессы россыпеобразования в прибрежной зоне шельфа являются предметом литодинамики. Эти виды исследований считаются важной составной частью морских геологосъемочных работ. Стационарные течения, связанные с общей циркуляцией водных масс морского бассейна, оказывают чаще всего незначительное влияние на распределение осадков в прибрежной зоне шельфа, хотя их наличием часто объясняется появление «аномальных» полей крупнозернистых осадков, не характерных для больших глубин. Гораздо большее влияние

на процессы перемещения наносов в береговой зоне оказывают волнение и связанные с ними разрывные * и вдольбереговые течения, а также приливы и отливы. Характеристики течений определяются специальными расчетами, которые могут быть сделаны для различных частей акватории, или натурными измерениями, которые проводятся на отдельных участках с помощью различного вида датчиков и вертушек. Необходимо отметить, что теоретические расчеты обладают известной долей приближения, а проведение натурных замеров практически исключается в экстремальных штормовых условиях, которые оказывают решающее влияние на процессы перемещения наносов и в которых направления и скорости перемещения могут принципиально отличаться от таковых, замеренных в спокойных условиях.

Изучение литодинамики прибрежных зон шельфа позволяет делать наиболее надежные выводы о характере процессов осадконакопления, однако эти исследования требуют значительных затрат времени и средств, в связи с чем они проводятся только на отдельных типичных участках. В основе этих работ лежат детальные наблюдения за изменением рельефа дна и состава осадков в результате действия волнений и течений, а также проведение специальных экспериментов, в том числе с обломочными частицами мечеными люминофорами. Кроме того, некоторые вопросы литодинамики могут решаться с помощью данных регулярной аэрофотосъемки и на основе обобщения и анализа исторических данных.

При проведении работ по картированию современных прибрежно-морских отложений необходимо учитывать, что в морских условиях геологические процессы протекают наиболее динамично и интенсивно, а их действие постоянно наблюдается и в настоящее время. Наибольшие изменения в положении и в составе осадков отмечаются в пределах так называемого «активного» слоя, приуроченного к самым верхним частям разреза морских отложений. В поперечном к берегу направлении он прослеживается от зоны заплеска волн на пляже до глубины 20—30 м, иногда более. Приблизительно отметки участков дна, на которых сказывается волновое воздействие, соответствуют половине длины волны. Вместе с тем для тонкозернистых осадков энергия такого воздействия может быть недостаточной для приведения их в подвижное состояние. Мощность активного слоя зависит от гранулометрического состава осадков и глубин моря. По некоторым экспериментальным данным она может достигать 1—1,5 м и на глубинах 10—20 м, вероятно, составляет 0,1—0,5 м. Важно отметить, что по своим характеристикам отложения активного слоя отличаются от подстилающих осадков, находящихся в стационарном состоянии. Именно характеристики этих подстилающих осадков и должны отражаться на геологических картах. Особенности размещения осадков активного слоя фиксируются в особых документах с указанием времени их составления. Таким образом, данные опробования при геологическом картировании прибрежно-морских отложений должны характеризовать как верхние, так и более глубокие (до 1,5—2 м) части их разреза.

* «Разрывные» — то же вдольбереговые течения (термин неудачный)

7. Групповые съемки

Методы геологической съемки в разных природных условиях обычно имеют один недостаток: они трудоемки и требуют длительного времени. Так, для составления одного листа геологической карты масштаба 1:200 000 и сопровождающих его графических приложений требуется два-три года в зависимости от природных условий и обнаженности. Поэтому в настоящее время все большее распространение получают геологические съемки групповым способом [15]. Таким методом составляют геологические карты масштаба 1:200 000, 1:50 000 и даже 1:25 000.

По сравнению с обычной групповая геологическая съемка обладает рядом преимуществ. Методика ее проведения обуславливает последовательное сгущение сети полевых наблюдений по всей территории съемки и возможность неоднократного возвращения для повторных наблюдений на наиболее важных участках.

Основной особенностью методики проведения групповых съемок является широкое использование материалов аэро- и космических съемок, геофизических и геохимических данных. Основные объемы полевых работ сосредотачиваются на узловых участках, которые подходят для решения основных вопросов геологического строения и поисков полезных ископаемых, в то время как на более простых участках сеть полевых маршрутов «разрезается».

Для успешного проведения групповых геологических съемок (ГГС) выбираются площади не менее четырех листов масштаба 1:200 000 или 1:50 000. Максимальный размер площади зависит от сложности геологического строения, насыщенности ее полезными ископаемыми, сложности геофизических полей и условий проходимости. Сроки проведения ГГС, включая подготовительные и камеральные работы, не превышают 5 лет при трех полевых сезонах и 3,5 лет при двух полевых сезонах.

Территории, которые предназначаются для ГГС, должны быть обеспечены материалами аэро- и космических съемок (контактной печатью, репродукциями накидных монтажей, фотосхем, фотопланов и т. д.). Кроме того, районы проведения ГГС должны быть обеспечены материалами геофизических работ и гравиметрическими съемками в масштабе геологического картирования, а также данными электро- и сейсморазведочных исследований. Материалы опережающих геофизических работ служат основанием для выбора того комплекса геофизических методов, которые будут сопровождать групповую съемку.

Во время подготовительных работ производится предварительное дешифрирование всех материалов аэро- и космических съемок и интерпретация геофизических материалов. Особое внимание в процессе подготовительных работ уделяется выделению опорных участков, в пределах которых предполагается изучить принципиальные вопросы геологического строения и металлогении района.

Для производства групповых геологических съемок организуется партия, в которую входят геологосъемочные и поисковые отряды. В зависимости от поставленных задач в нее могут включаться палеонтологический геофизический, геохимический, геоморфологический, буровой,

горнопроходческий и другие специализированные отряды и полевые лаборатории.

Геологи — основные исполнители групповой съемки — являются руководителями основных разделов окончательного отчета (стратиграфия, магматизм, полезные ископаемые и т. д.) и специализируются на исследовании важнейших вопросов геологического строения района.

Методика проведения полевых работ при групповых съемках имеет свои характерные особенности, отличающие ее от обычных геологосъемочных работ. Вначале перед полевым сезоном производится кратковременная геологическая рекогносцировка с целью уточнения условий ведения работ и программы полевых исследований. Рекогносцировка, как правило, выполняется посредством проведения аэровизуальных наблюдений в сочетании с авиадесантными маршрутами. Далее начинаются полевые работы путем проведения наземных (пеших и авиадесантных) геологических и поисковых маршрутов, аэровизуальных наблюдений, геофизических, геохимических, геоморфологических, петрографических и других исследований, проходки буровых скважин и горных выработок, опробования и других работ. При групповых съемках одним из важнейших условий эффективного ведения полевых работ является широкое использование аэрофотоснимков и других материалов аэро- и космических съемок.

Методической основой проведения групповых съемок является метод последовательного сгущения сети наблюдений, чтобы к концу полевого сезона (последнего) получить информацию, в целом достаточную для создания геологической и других карт требуемой детальности. Все геологические границы при групповых съемках устанавливаются по коренным обнажениям и элювию, а также дешифрируются по аэрофотоснимкам. Геологические маршруты сопровождаются сопутствующими поисками, которые завершаются предварительной оценкой проявлений полезных ископаемых на площади съемки и выбором объектов для постановки последующих детальных поисково-оценочных работ.

Как уже отмечалось выше, групповая геологическая съемка может проводиться трёх- и двухсезонным циклом. При трехсезонном цикле последовательность выполнения работ такова.

В первом полевом сезоне изучаются опорные участки, расположенные в пределах главных структур района, составляются наиболее полные разрезы стратифицированных образований, изучаются состав и строение интрузивных массивов и вулканических построек, выявляются потенциальные продуктивные площади и комплексы горных пород. По всей площади проводится шлиховая съемка и геохимическое опробование, бурятся картировочные и структурные скважины. Одновременно с этим уточняются результаты дешифрирования аэрофотоснимков.

Во второй полевой сезон выполняются основные объемы работ, необходимые для составления геологической карты. Сгущается созданная в первый год сеть маршрутов, прослеживаются основные геологические границы и разрывные нарушения, маркирующие горизонты, оконтуриваются теда полезных ископаемых, завершаются площадное опробование территории съемки и наземные геофизические исследования, про-

должаются бурение скважин и оценочные работы на геохимических и геофизических аномалиях и проявлениях полезных ископаемых.

В последнем (третьем) полевом сезоне завершаются оценочные работы на поисковых участках, осуществляется увязка всех геологических, геофизических и геохимических данных по всей площади и производится окончательная редакция полевой геологической карты.

При двухсезонном цикле проведения групповой съемки распределение объемов работ по годам определяется конкретными условиями, но обязательно в первый полевой сезон должно быть завершено площадное геохимическое и шливовое опробование всей территории.

Отличительной особенностью групповых геологических съемок являются авиадесантные маршруты, которые сочетают наземные наблюдения в районе посадок вертолетов с аэровизуальными наблюдениями в процессе подлета к ним. Аэровизуальные наблюдения выполняются в процессе проведения всех авиадесантных маршрутов, а также в начале и в конце полевого сезона для корректирования составляемых карт. Все полевые карты составляются на фотоснимках и топооснове рабочего масштаба.

В конце полевого сезона производится приемка полевых материалов (по инструкции МИНГЕО СССР не позднее, чем через 30 дней после окончания полевых работ), а в камеральном периоде обрабатываются собранные графические, каменные и текстовые материалы и составляется отчет.

В заключение следует отметить, что групповой способ проведения полевой съемки создает благоприятные условия для повышения научного уровня и качества геологической съемки, снижения затрат, а также роста производительности труда за счет больших возможностей технического оснащения укрупненных партий, в первую очередь современными транспортными средствами (вертолетами, вездеходами) и средствами обработки геологической информации и аналитических данных.

8. Картирование метасоматитов

Метасоматически измененные породы являются одним из важных признаков, указывающих на возможность формирования эндогенных рудных месторождений. Картирование этих образований представляет особый интерес в связи с тем, что их размеры превышают размеры пространственно и генетически связанных с ними рудных тел и залежей, что позволяет уточнить локализацию последних и упрощает их обнаружение. Метасоматически измененные породы макроскопически фиксируются по минеральному составу, изменению окраски пород или их некоторых других свойств — пористости, прочности, зернистости, текстурных и структурных особенностей. Например, аргиллизация пород сопровождается их обелением, а гематитизация — покраснением; ороговикование пород ведет к уменьшению их пористости и повышению прочности; в слонстых породах при метасоматозе могут появляться массивные текстуры. Причиной изменения свойств пород является их преобразование с появлением характерных минералов — серицита, хлорита, пирита, кварца, кальцита, гематита и некоторых других. Часть этих минералов может устанавливаться визуально в полевых условиях даже в тех случаях, когда метасомати-

ческие процессы не привели к существенному изменению облика пород, что позволяет распознавать эти породы и отражать области их распространения на карте. Тем не менее обнаружение и прослеживание метасоматитов представляет довольно трудную задачу в связи с тем, что процессы их образования неодинаково протекают в породах разного состава, а площади, где их наличие может устанавливаться макроскопически, как правило, ограничены по размерам. Кроме того, границы их с неизменными породами нечеткие, а сами метасоматиты часто обладают зональностью.

Специальные исследования показали, что в ряде рудных районов метасоматические изменения, отмечаемые при тщательном изучении шлифов под микроскопом, охватывают значительные области, соизмеримые не только с размерами месторождений, но и рудных полей и узлов. Картирование таких зон требует отбора большого количества образцов по довольно плотной сети наблюдений (1—5 на 1 см² карты), изготовления из них шлифов и их квалифицированного описания. Несмотря на значительные затраты времени и средств, этот метод не дает уверенных результатов в районах, особенно там, где были проявлены процессы выветривания, так как выветрелые и метасоматические породы довольно часто бывают неразличимы по внешним признакам. Вследствие трудностей его использования этот метод не получил пока широкого распространения.

В настоящее время разработан и успешно внедряется в практику петрофизический метод картирования метасоматитов. Авторами метода [29] установлено, что в неизменных горных породах между плотностью и магнитной восприимчивостью существует прямая зависимость, которая нарушается или становится обратной в метасоматически измененных породах. Существование такой зависимости объясняется тем, что породообразующие минералы, обладающие повышенной плотностью, отличаются и высокой магнитной восприимчивостью. Например, относительно низкая плотность и магнитная восприимчивость характерны для кварца, полевых шпатов, кальцита; повышенную магнитную восприимчивость и плотность имеют пироксены и роговые обманки; максимальной плотностью и магнитной восприимчивостью отличаются ильменит и магнетит. Указанная зависимость характерна для пород разного состава. Нарушение этой зависимости в измененных породах можно объяснить появлением в результате преобразования породы специфических минералов, для которых зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью не характерна. В числе таких типичных минералов следует отметить сульфиды, особенно пирит, барит, касситерит и др.

Открытие указанных зависимостей позволяет производить картирование метасоматических пород на основе изучения статистической взаимосвязи их плотности и магнитной восприимчивости. Данные свойства измеряются по образцам, отбираемым непосредственно в маршруте. На 1 см² карты должно приходиться от одного до пяти образцов. Магнитная восприимчивость может измеряться в полевых условиях прибором ИМВ-2, работающем на гальванических элементах, вес которого около 1,5 кг. Для надежного измерения магнитных свойств образцов

должен иметь 5—6 относительно ровных площадок размером не менее 4×4 см. Плотность горных пород определяется по этим же образцам с помощью денситометра. Плотность вычисляется через отношение массы образца в воздухе к разности масс образца в воздухе и в воде. При некоторых навыках работы плотность с достаточной надежностью можно определять без предварительного парафинирования образцов, что существенно повышает скорость измерений.

Взаимосвязь между указанными свойствами или ее отсутствие оценивается с помощью рангового коэффициента корреляции. В выборки, по которым он рассчитывается, включаются пространственно сближенные данные, попадающие в пределы так называемого «статистического окна». Размеры статистического окна зависят от плотности точек наблюдений и размеров ореолов измененных пород, которые могут быть выделены при данном масштабе картирования. Для составления карт масштаба 1:25 000 рекомендуется использовать статистическое окно размером 1×1 км; 1:50 000— 2×2 км; 1:100 000— 5×5 км; 1:200 000— 10×10 км. Это обеспечивает попадание в выборку не менее 15 замеров, необходимых для получения надежных выводов.

Для устранения влияния на результаты вычислений начальных координат каждое статистическое окно по ортогональным направлениям смещается на $1/4$ — $1/2$ своего размера и в пределах его формируется новая выборка. Коэффициенты корреляции относятся к центру своего окна и по ним строятся карты изолиний. Ранговый коэффициент корреляции Спирмена (r) вычисляется по формуле

$$r = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^N d_i^2}{N(N^2 - 1)},$$

где d_i — разность рангов значений признаков X и Y ; N — число данных в выборке.

Рангом конкретного значения признака называется его номер в порядке возрастания от самого низкого значения к наиболее высокому, ранг которого будет соответствовать числу данных в выборке. Признаками X и Y в данном случае являются плотность и магнитная восприимчивость, значения которых заменяются на соответствующие ранги.

Контур метасоматитов на карте проводится по изолинии, соответствующей минимальному положительному значению коэффициента корреляции, при котором связь может считаться статистически не значимой. Эта предельная величина определяется как

$$r_{\text{пр}} = \frac{\psi(p)}{\sqrt{N-1}},$$

где $\psi(p)$ — значение обратной функции нормального распределения при доверительной вероятности p .

Уровень доверительной вероятности p обычно принимается равным 0,95, для которого значение функции соответствует величине 1,64.

Карта изолиний коэффициента корреляции плотности и магнитной восприимчивости позволяет не только выделить контур метасоматитов, но и оценить интенсивность процессов метасоматического изменения пород. Кроме того, эмпирически установлено, что месторождения и рудо

проявления обычно приурочены к участкам с максимальным градиентом изолиний или к местам их резких поворотов. Это позволяет более целенаправленно проводить поисковые работы.

Метод является экспрессным, так как измерения и расчеты могут производиться непосредственно в процессе ведения съемочных работ. Он эффективен даже при наличии выветрелых пород. При его применении петрографическое описание пород проводится в сокращенном объеме для изучения формационной принадлежности и зональности метасоматитов. Оно должно сопровождаться минералого-геохимическими исследованиями для установления типа метасоматитов и определения возможного характера связанной с ними минерализации.

9. Методы построения и анализа структурных карт

Структурно-геологические карты относятся к картам, специального назначения, позволяющим детализировать геологическое строение района или объекта и решать задачи оценки их перспективности на обнаружение того или иного полезного ископаемого. Структурному изучению иногда подвергаются отдельные геологические структуры в пределах рудных полей и месторождений с целью обеспечения эффективного ведения поисковых и разведочных работ.

Основным приемом структурной съемки является отображение с помощью изолиний положения отдельных геологических поверхностей — кровли или подошвы определенного горизонта, кровли магматического интрузива, купола, плоскости разрывного нарушения, поверхности, ограничивающей рудное тело, дайку, жилу.

Исходные данные для построения структурных карт обеспечиваются главным образом проходкой горных выработок, скважин, проведением геофизических работ и материалами картирования объекта. Детальность и достоверность структурных карт в связи с этим во многом зависят от плотности точек замеров картируемых элементов.

Для составления структурной карты определенного маркирующего горизонта на топооснову выносятся выходы его на поверхность, точки его вскрытия скважинами и горными выработками, линий сейсмического или электрометрического профилирования. Фиксируются также высотные отметки горизонта, установленные по картировочным, горно-буровым и геофизическим данным. Как правило, положение картируемой поверхности отображается линиями равных высотных отметок — изогипсами, аналогично тому, как изображается рельеф местности. В ряде случаев рельеф картируемой поверхности отображается не относительно горизонтальной плоскости, а относительно любой другой условной поверхности.

Изогипсы маркирующего горизонта на плане проводятся с применением обычных приемов построения изолиний. При этом соседние точки наблюдений соединяются прямыми отрезками, на которых интерполяцией отмечаются точки с определенными высотными отметками. Эти отметки должны соответствовать выбранному сечению изогипс. Сечение изогипс выбирается таким образом, чтобы они позволяли отразить основные особенности в изменении пространственного положения поверхности горизонта. Опыт построения такого рода показывает, что для этих целей

в пределах фиксированного участка достаточно иметь от 5 до 10 изолиний; меньшее их количество не может обеспечить выявление всех существенных черт структуры, а большее не изменяет детальности представлений о ней и лишь затрудняет их восприятие. Таким образом, для выбора величины сечения изолиний надо в пределах участка найти максимальную и минимальную отметки изучаемой поверхности. Их разницу необходимо разделить на числа в интервале от 5 до 10. Из серии результатов округлением до величины, кратной 5 или 10 м, выбирают наиболее приемлемое сечение.

При проведении отрезков, соединяющих точки и образующих систему треугольников, необходимо следить, чтобы эти отрезки не пересекали участков возможного положения перегибов картируемых поверхностей, т. е. плоскости, заданные треугольниками, должны отражать положение картируемой поверхности. Изогипсы проводятся плавными линиями, соединяющими точки с равными высотными отметками.

При построении структурных карт геологических поверхностей обязательно должна учитываться возможность их расчленения разрывными нарушениями (положение линии пересечения поверхности разломом определяется с помощью геометрических построений — см. стр. 128). В этом случае изогипсы строятся отдельно для каждого тектонического блока и интерполяция между точками замеров, находящихся в разных блоках, недопустима.

Изолинии, отражающие пространственные закономерности в изменении высотных отметок геологических поверхностей, позволяют использовать их важнейшее свойство — возможность производить с ними арифметические действия и получать новую информацию об объекте. Так, вычитанием изолиний подошвы пласта из изолиний его кровли могут быть получены изолинии его вертикальной мощности. Этот же прием дает возможность строить так называемые карты схождения, отражающие изменение мощности пласта и позволяющие определить его границы при выклинивании.

Глубинное строение штокоподобных тел на структурной карте отображается серией замкнутых совмещенных контуров. Они представляют собой границы этого тела на горизонтах с разными высотными отметками. В плане эти границы могут взаимно пересекаться.

При изучении месторождений иногда возникает необходимость отразить структурные особенности крутопадающей геологической поверхности. В этом случае использование изогипс нецелесообразно и ее рельеф изображается относительно вертикальной или наклонной условной поверхности. Обычно такая поверхность ориентируется по простиранию изучаемой структуры и имеет угол наклона, равный среднему углу ее падения. Для структурного картирования таких поверхностей используются разрезы, на которых их положение устанавливается достаточно надежно. На разрезах отмечается след условной вертикальной или наклонной плоскости. Затем по нормали к этой плоскости определяется расстояние структуры до нее в характерных точках — точках перегиба, изменения углов наклона. Для получения объективной картины необходимо, чтобы эти точки соответствовали точкам исходных замеров, по которым устанавливалось пространственное положение структуры. В даль-

нейшем по ним строится рельеф данной поверхности относительно условной поверхности с учетом расстояний до нее.

Эти построения используются чаще всего для анализа закономерностей размещения полезных ископаемых, поскольку различные геологические поверхности, отличаясь большей выдержанностью, чем тела полезных ископаемых, легче прослеживаются и картируются.

Наиболее широко структурные карты используются для прогноза нефтегазоносных залежей, приуроченных, как правило, к наиболее поднятым частям продуктивных горизонтов. Выделение таких сводовых частей не представляет труда и проводится визуально. В отличие от них залежи твердых полезных ископаемых могут быть связаны с любым элементом рельефа структуры. Для гидротермальных месторождений эта связь определяется характером тектонических движений по разрывному нарушению, обеспечивших к моменту рудоотложения приоткрытие полостей в определенных его частях. Это обстоятельство затрудняет визуальный анализ взаимосвязи рельефа разлома с параметрами оруденения.

Анализ структурных карт и связи с ними тел полезных ископаемых в данном случае может проводиться с помощью статистических приемов обработки данных. Одним из этих приемов является вычисление коэффициента корреляции — показателя, характеризующего взаимосвязь значений двух признаков.

Благоприятными для локализации оруденения могут оказаться участки структуры, обладающие только определенной экспозицией. В связи с этим максимумы или минимумы отметок рельефа структуры не будут совпадать с таковыми у параметров оруденения — мощности рудных интервалов, содержаний, метропроцентов. Такое несоответствие может служить причиной отсутствия статистической взаимосвязи исследуемых признаков в точках измерений. Для анализа влияния рельефа структуры на локализацию оруденения можно применить прием смещения значений одного признака относительно значений другого и вычисления при этом коэффициентов корреляции. Проведение исследований начинается с построения рельефа структуры в изолиниях. Затем на восковку выносятся точки замеров с установленными в них параметрами оруденения. Положение восковки смещается относительно карты рельефа по горизонтали и вертикали. При каждом варианте наложения вычисляется коэффициент корреляции параметров оруденения и отметок рельефа. Таким образом, производя смещение последовательно на равное расстояние по всем направлениям, можно установить положение, при котором значение коэффициента корреляции будет максимальным. Величина шага смещения должна соответствовать шагу сети точек наблюдений, в которых устанавливались значения сопоставляемых признаков.

Влияние рельефа структуры на локализацию оруденения можно считать установленным, если максимальная величина коэффициента корреляции является статистически значимой. При этом определяется также вектор смещения максимумов одного признака относительно максимумов другого.

В тех случаях, когда точки наблюдений не образуют правильной сети, в пределах изучаемого участка создается регулярная ортогональ-

ная сеть условных точек. Шаг этой сети по каждому из направлений принимается равным среднему или наиболее часто встречающемуся (модальному) расстоянию между исходными точками наблюдений по этим направлениям. В каждой условной точке отметка рельефа и характеристики оруденения определяются с помощью изолиний. Эти значения признаков используются для вычисления коэффициентов корреляции при каждом варианте смещения по сети условных точек.

Расчеты целесообразно проводить на ЭВМ по стандартным программам. Методика вычисления рангового коэффициента корреляции, которое может производиться без применения вычислительной техники, изложена в разделе 8. Как правило, такие исследования проводятся на ограниченной площади (участке детализации), а их результаты распространяются на весь объект. В этих условиях карта рельефа поверхности структуры (тектонического нарушения, контакта магматического тела, кровли или подошвы определенной литологической разности пород) может использоваться для прогноза оруденения и целенаправленного ведения геологоразведочных работ. Рельеф поверхности структуры в сравнении с характеристиками оруденения может быть построен по более редкой сети пересечений, а также с использованием геофизических данных и с учетом влияния на рельеф некоторых факторов — литологического и петрографического состава вмещающих пород, сочленения структуры с оперяющимися нарушениями и зонами трещиноватости, с элементами складок.

Вероятное положение рудных залежей или участков с высокими значениями параметров оруденения определяется с помощью установленного вектора смещения максимумов.

Пример использования описанного приема приведен на рис. 102, где сопоставляются данные по одному из направлений (по профилю) в пределах двумерного поля значений. При исходном взаимном положении поверхности структуры и содержаний полезного ископаемого (рис. 102, а) статистическая связь значений этих признаков оценивается коэффициентом корреляции 0,27, т. е. является практически незначимой. При смещении значений признаков на две точки вправо (содержания относительно рельефа) (рис. 102, б) коэффициент корреляции достигает максимального значения 0,73, что свидетельствует о высокой корреляционной связи между этими признаками. Можно заключить, что в данном случае наиболее высокие содержания приурочены к склонам, расположенным

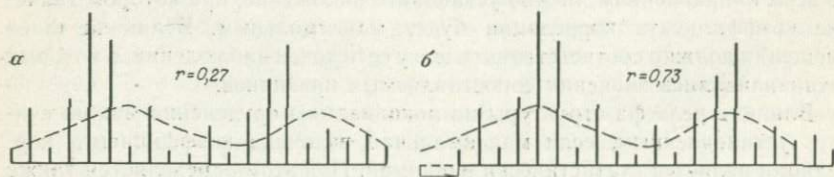


Рис. 102. Рельеф структурной поверхности (пунктирная линия) и значения содержаний полезного ископаемого по профилю.

а — исходное положение; б — смещенное положение. Стрелкой обозначен вектор смещения, цифрами даны значения коэффициентов корреляции.

слева по профилю от вершин рельефа. Относительно последних вектор смещения максимумов содержаний направлен влево и соответствует удвоенному расстоянию между точками наблюдения.

Анализ структурных карт может проводиться также с помощью статистических диаграмм, отображающих ориентировку отдельных плоскостных элементов в пределах изучаемой структурной поверхности. Такие диаграммы являются количественной характеристикой какой-либо поверхности, что позволяет проводить их сопоставление и описание.

Обычно на диаграммах отражается положение нормалей к изучаемой поверхности в равномерно распределенных на ней точках. Плотность таких точек не должна существенно превышать плотность исходной сети, по которой строились изолинии поверхности, иначе полученные характеристики окажутся недостоверными. Основой для построения диаграмм может служить сетка Вульфа. При небольшой изменчивости ориентировки отдельных участков поверхности можно использовать обычные диаграммы с равномерной градусной шкалой. На таких диаграммах удобно отражать положение не нормалей, а ориентировку (простираание и падение) элементарных площадок изучаемой поверхности. Размеры этих площадок также должны соответствовать площади, приходящейся на одну точку исходной сети наблюдений.

Обобщение результатов замеров на сетке Вульфа может производиться с помощью палетки Пронина по методике, описанной выше. На обычных диаграммах для статистического обобщения данных размах значений углов падения и азимутов простираания необходимо разбить на несколько равных интервалов. Их число (m) зависит от количества точек замеров (N) и определяется по формуле: $m = 1 + 3,22 \lg N$. Затем на диаграмме, характеризующей ориентировку элементарных площадок, проводятся линии, параллельные осям абсцисс и ординат, разбивающие ее поле на прямоугольники или квадраты. Расстояние между этими линиями определяется как отношение размаха углов падения или азимутов простираания к числу интервалов. В каждом прямоугольнике определяется количество попавших в него точек и их доля относительно общего числа элементарных площадок. Изменение этой доли в пределах поля значений элементов залегания структуры отображается изолиниями. Эта диаграмма дополняется другими данными, характеризующими интенсивность процессов рудообразования в участках структуры, обладающих определенной экспозицией. Сравнение распределения значений параметров оруденения по площадкам различной ориентировки с распределением частоты встречаемости элементарных площадок позволяет сделать вывод о влиянии рельефа структуры на размещение оруденения.

Использование описанного метода можно проиллюстрировать на примере изучения месторождения, локализующегося в пределах крупного разрывного нарушения с изменчивыми элементами залегания и характеризующегося крайне неравномерным распределением оруденения. Допустим, что разлом детально изучен на отдельном участке, данные по которому являлись основой для описанных построений. Визуальное сопоставление особенностей структуры и пространственного размещения оруденения не позволило сделать определенных выводов о их взаимосвязи. Анализ ориентировки элементарных площадок показал (рис. 103, а),

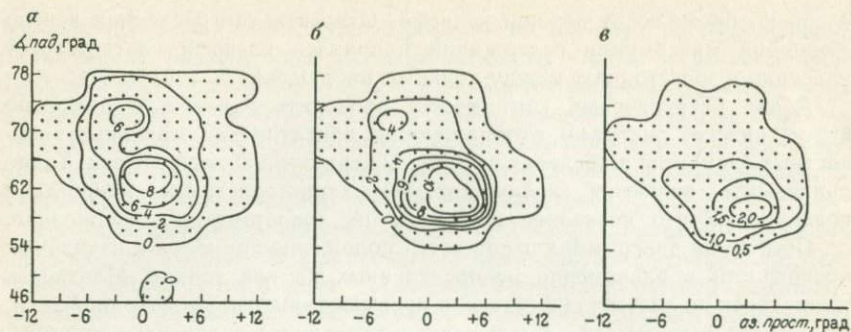


Рис. 103. Диаграммы распределения по элементарным площадкам разной ориентировки:

а — долей площади структуры, %; *б* — доли запасов полезного ископаемого, %, *в* — среднего (удельного) количества запасов

что углы их падения меняются в пределах от 46 до 78° и составляют в среднем 63° . Азимуты простирания изменяются в пределах $\pm 12^\circ$ от среднего (нулевого) его значения. Наиболее часто встречающимися являются площадки, ориентировка которых соответствует среднему углу падения и азимуту простирания структуры.

Для характеристики оруденения использовалась продуктивность (метропроцент). При этом для каждой элементарной площадки определялось значение данного параметра, а также сумма этих значений для площадок с определенной экспозицией. Относительная доля последнего показателя характеризует соотношение запасов полезного ископаемого по площадкам разной ориентировки. Как видно на рис. 103, *б*, наибольшей продуктивностью отличаются площадки с азимутами простирания от -3 до $+6^\circ$ и углами падения от 58 до 66° . Различие характера изолиний на рис. 103, *а* и *б* позволяет говорить о влиянии рельефа структуры на локализацию оруденения. Более четко это влияние можно оценить по диаграмме, приведенной на рис. 103, *в*. Изображенные здесь изолинии получены как частное от деления изолиний рис. 103, *б* на изолинии рис. 103, *а*. Они позволяют установить области повышенных и пониженных относительно среднего значений метропроцента, причем величина завышения или занижения соответствует значению изолинии. Как видно на рис. 103, *в*, элементарные площадки с азимутами простирания $+2 \div +5^\circ$ и углами падения от 58 до 60° отличаются более чем в два раза высокими по сравнению со средними значениями продуктивности. В то же время значительная часть поля диаграммы имеет заниженные, по сравнению со средним, значения этого параметра. Таким образом, влияние рельефа структуры на локализацию оруденения может считаться доказанным, что должно учитываться при изучении остальной части месторождения. Полученный вывод подтвержден также анализом данных по участку детализации методом смещения.

Кроме решения описанной выше задачи, данные статистического обобщения могут использоваться для количественной характеристики любых геологических поверхностей и сравнения их между собой.

10. Построение макетов, блок-диаграмм и объемных моделей геологических объектов

Геологические объекты обладают такими специфическими чертами как значительные размеры, недоступность для непосредственного наблюдения, исключительная сложность внутреннего строения. Все это является причинами того, что основным методом изучения геологических явлений и процессов стал метод моделирования. В широком смысле под моделью понимается объект любой природы, способный заменить изучаемый объект так, что исследование модели дает о нем новую информацию. Наиболее широко распространенными видами моделей геологических объектов являются графические. К ним относятся геологические карты, планы, разрезы, отражающие основные наиболее существенные свойства изучаемых участков недр. Изучение недр требует от исследователя получения представлений о строении всего их объема. В то же время человеческий глаз воспринимает очень далекие предметы двумерными, плоскими, а более близкие — объемными. В этом отношении те же свойства соответственно имеют космическая съемка и съемка с низких высот. Однако человек изображение на плоской поверхности, выполненное в условных обозначениях (например в горизонталях рельефа) или с разной контрастностью тона (картина рисунок и т. д.), способен преобразовать в своем сознании в объемное изображение. В связи с этим на плоскостных моделях геологических тел обязательно должна содержаться информация, позволяющая создавать их пространственные образы. Созданию таких пространственных образов способствуют, в частности, структурные карты отдельных геологических поверхностей, совмещенные погоризонтные планы, карты мощностей и фаций определенных горизонтов и т. п.

Одним из специфических видов моделей геологических объектов являются макеты, блок-диаграммы, слепки или скульптурные модели часто называемые «объемными» моделями, выступающими как результат объемного геологического картирования. В сущности к объемным объектам могут быть отнесены только модели последнего вида, так как основными носителями информации для остальных из них являются плоскости, на которых отображается геологическая ситуация (карты планы, разрезы, проекции). Вместе с тем основным назначением этих моделей является обобщение и наглядное представление данных, способствующее возникновению у исследователя пространственного образа объекта. Это достигается за счет одновременного целостного восприятия совокупности сечений, иногда разноориентированных, или уменьшенной объемной копии объекта.

Макеты представляют собой сочетания плоскостных элементов, на которых отображается геологическое строение объекта, причем их взаимная ориентировка соответствует истинной, а расстояния между отдельными сечениями определяются в соответствии с масштабом модели. Часто геологическая ситуация в этих моделях отображается на прозрачном материале — стекле или плексигласе. Это дает возможность визуально проследить геологические тела от сечения к сечению. Другим преимуществом использования данных материалов является

возможность пополнения геологических сечений новыми данными или составления новых дополнительных сечений (планов, разрезов). В ряде случаев при составлении макетов разрезы и погоризонтные планы или их части изображаются на поверхностях объемных фигур — кубиков, параллелепипедов или на поверхностях более сложных фигур, образуемых комбинацией этих простых. Наиболее полно представление о строении объекта отражается тогда, когда из отдельных объемных элементов составляется разъемная модель, позволяющая рассматривать его отдельные части в разноориентированных сечениях. Разъемные модели лучше всего выполнять из пенопласта, так как он легок и прост в обработке. На грани фигур из пенопласта наклеивается картон или плотный ватман, на котором изображается геологическая ситуация. На соприкасающихся гранях фигур она повторяется в зеркальном отражении. Соединение фигур обеспечивается штырями из дерева, металла или пластмассы. Учет новых данных на этих моделях осуществлять значительно сложнее, чем на стеклянных или плексигласовых макетах.

Следует заметить, что составление макетов геологических объектов является исключительно трудоемкой операцией и требует от исполнителя высокой квалификации в работе с указанными материалами. Само отражение геологических данных на макетах может вызвать только технические трудности, так как на плоскостях геологическая обстановка, установленная в сечениях, изображается без искажений. Вместе с тем в некоторых случаях может потребоваться построение дополнительных промежуточных разрезов или погоризонтных планов, в том числе разрезов ориентированных не вкрест простирания основных структур, а вдоль него.

Часто построение макетов осложняется недостатком данных, детально характеризующих внутреннее строение объектов, и использованием дефицитных материалов. Кроме того, эти модели неудобны для хранения и повседневной работы с ними. Их познавательная ценность не отличается от ценности обычной геологической графики по объекту, так как на макетах отражается тот же, а иногда и меньший объем информации. В то же время представления о строении изучаемого объема недр легко создаются, особенно у людей с развитым пространственным воображением, на основе анализа обычных геологических данных. Все это определяет незначительную распространенность указанных моделей.

Использование макетов целесообразно при необходимости быстрого ознакомления большого числа лиц с основными чертами строения детально изученного объекта, по которому накоплен значительный объем данных. Обычно они строятся для месторождений или рудных полей и используются в учебном процессе или в демонстрационных целях.

Блок-диаграммы представляют собой проекции на плоскость отдельных объемов (блоков) недр. При этом создается возможность наглядного восприятия геологической обстановки, отражаемой на разноориентированных поверхностях — картах, планах, разрезах. Блок-диаграммы строятся в прямоугольной, изометрической и перспективной проекциях, которые различаются ориентировкой на них главных осей X , Y и Z . Плоскость, на которой изображается блок-диаграмма, называется картинной плоскостью.

При построении блок-диаграмм в любых проекциях необходимо следовать некоторым общим правилам. Изучаемый объем недр, в целом, представляется в виде параллелепипеда, причем на верхней его поверхности может отображаться положение рельефа. В теле параллелепипеда искусственно создаются выемки, дополняемые различного вида стенками, панелями и т. п. (рис. 104). Плоскости выемок и других элементов в натуре должны быть взаимно перпендикулярными, а их ориентировка должна соответствовать ориентировке плоскостей параллелепипеда. Использование произвольно ориентированных плоскостей для отображения на них особенностей геологического строения объекта нежелательно, так как это ухудшает качество восприятия всего изображения.

Положение плоскостей параллелепипеда, выемок и других элементов выбирается в соответствии с расположением наиболее детально изученных вертикальных разрезов и горизонтальных сечений, на которых были зафиксированы наиболее типичные или наиболее важные для понимания структуры объекта детали его строения. Выбор видов проекций, в которой может строиться блок-диаграмма, определяется их изобразительными возможностями. При этом учитывается взаимное расположение упомянутых элементов и возможности изображения их на проекции. Следует иметь в виду, что контуры геологических образований при изображении их на блок-диаграммах в большинстве случаев искажаются в сравнении с истинными. В связи с этим для упрощения и удобства построений на всех исходных графических геологических документах размечается единая прямоугольная сеть координат, которая для данного объекта может быть условной. Эта же сеть изображается в соответствующей проекции на блок-диаграммах. Данные построения носят вспомогательный

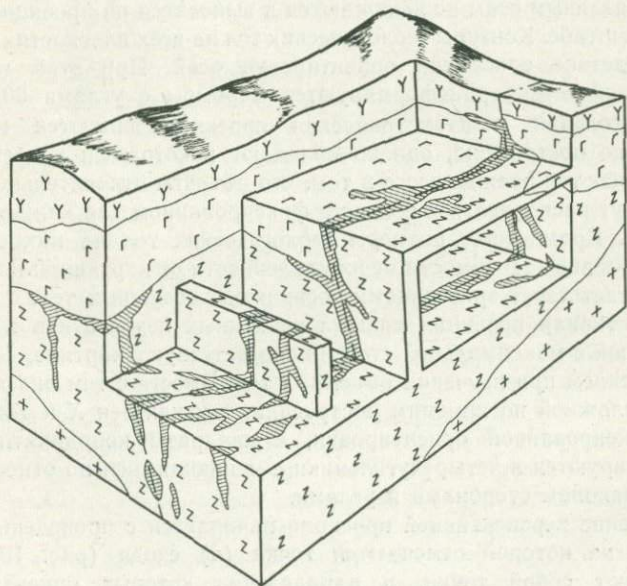


Рис. 104. Блок-диаграмма месторождения

характер и служат для прослеживания относительно них геологических контуров.

При изображении рельефа на блок-диаграммах предварительно производится разрежение горизонталей, отмечаются точки их пересечения с тальвегами долин и хребтами, определяется положение отдельных вершин, перевалов и других характерных точек рельефа. Затем определяется положение этих элементов с использованием координатной сетки на блок-диаграмме.

При построении блок-диаграмм в прямоугольной проекции одна вертикальная плоскость (YZ) совмещается с картинной плоскостью, а которую геологическая ситуация в соответствии с выбранным масштабом переносится с разреза без искажения. При этом ось Y располагается горизонтально, а ось Z — вертикально. Относительно них ось X ориентируется под углом 45° (135°). Контуров фигур, изображаемых на горизонтальной плоскости YX и второй вертикальной плоскости ZX , искажаются вследствие сокращения линейных размеров тел по оси X вдвое по сравнению с осями Z и Y , по которым линейные размеры выносятся без искажения в выбранном масштабе. Таким образом, квадраты координатной сетки на плоскостях YX и ZX трансформируются в параллелограммы с углами 45° и 135° и со сторонами, различающимися по длине вдвое. Длинная сторона параллелограммов будет ориентироваться по вертикали или по горизонтали.

Изометрическая проекция характеризуется вертикальным расположением оси Z и ориентировкой осей X и Y по отношению к ней под углом 60° , что соответствует их расположению относительно горизонтальной линии в плоскости рисунка под углом 30° . Линейные размеры объектов по всем указанным осям не искажаются и выносятся на проекцию в выбранном масштабе. Контуров геологических тел на всех плоскостях искажаются вследствие описанной ориентировки осей. При этом квадраты координатной сетки трансформируются в ромбы с углами 60° и 120° .

Прямоугольная и изометрическая проекция являются наиболее простыми по построению, однако обладают некоторыми недостатками. Они заключаются прежде всего в том, что объекты относительно наблюдателя могут располагаться только в фиксированном для каждой из них положении. Кроме того, размеры геологических тел на них остаются постоянными вне зависимости от их удаленности от картинной плоскости, что не соответствует зрительному восприятию объемных тел.

Перспективная проекция лишена указанных недостатков и изображена на ней в максимальной степени соответствуют картине, воспринимаемой зрением при изучении объемных тел. Вместе с тем она является наиболее сложной по приемам построения, так как оси X и Y в ней не имеют фиксированной ориентировки, а квадраты координатной сетки трансформируются в четырехугольники с меняющимися по относительно сложным законам сторонами и углами.

Построение перспективной проекции начинается с проведения линии горизонта, на которой отмечаются точки (d) схода (рис. 105). Они представляют собой точки, в направлении которых ориентируются взаимно перпендикулярные вертикальные плоскости в блоке. Ниже линии горизонта проводится вторая горизонтальная линия. Она рассматривается

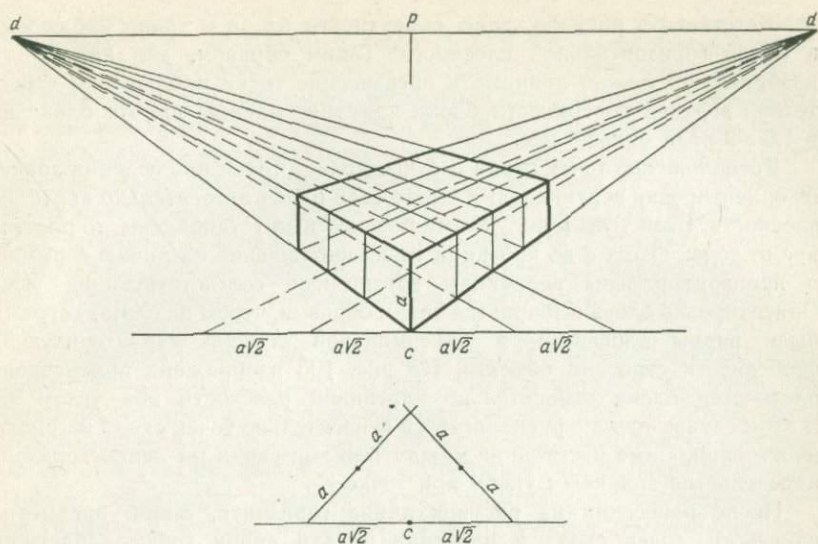


Рис. 105. Построение перспективной блок-диаграммы

как след пересечения картинной плоскости с горизонтальной плоскостью, на которой располагается блок (предметной плоскостью). Расстояние между этими линиями соответствует превышению точки наблюдения над предметной плоскостью. Величина этого превышения зависит от масштаба блок-диаграммы и задач изображения. Эти же условия определяют расстояния между точками схода.

Выбор масштаба блок-диаграммы часто связан с условиями, в которых она будет демонстрироваться. При этом следует учитывать, что угол между точкой наблюдения и крайними точками блок-диаграммы не должен превышать 30° , т. е. диаграммы, предназначенные для изучения с расстояния 30—40 см (помещаемые в книгах, отчетах и т. д.), не должны быть более 15—18 см. При построении перспективных проекций с картинной плоскостью совмещается передняя вертикальная грань блока. Следует иметь в виду, что определенному масштабу соответствуют размеры тел, непосредственно расположенные в этой плоскости; в остальных случаях размеры тел уменьшаются по мере удаления от нее.

Превышение точки наблюдения над предметной плоскостью определяется с учетом высоты блока в данном масштабе и необходимости обеспечить определенный ракурс в изображении нижней и верхней поверхностей блока. Расположение главных осей X и Y в нижней плоскости определяется углом между точками схода и проекцией на нижнюю горизонтальную линию точки наблюдения c . Предельное минимальное значение этого угла может достигать 90° , что соответствует углу между вертикальными плоскостями блока при взгляде сверху. Так как точка наблюдения несколько удалена от картинной плоскости, на проекции этот угол увеличивается и в большинстве случаев может быть принят равным $100\text{--}120^\circ$. Максимальное значение этого угла (180°) будет

соответствовать расположению поверхности блока и точки наблюдения в одной горизонтальной плоскости. Таким образом, для наглядности изображения можно принимать превышение точки наблюдения относительно верхней поверхности блока примерно равным высоте блока или в 1,5—2 раза больше нее.

Расположение точек схода d относительно точки наблюдения зависит от ориентировки вертикальных плоскостей блока относительно картинной плоскости. Если углы между этими плоскостями установлены, то расстояние от точек схода d до проекции точки наблюдения на линию горизонта p пропорциональны величинам котангенсов соответствующих углов. Ориентировка блока выбирается таким образом, чтобы на блок-диаграмме были видны плоскости, в максимальной степени характеризующие особенности строения объекта. На рис. 105 изображена ориентировка плоскостей блока относительно картинной плоскости под углом 45° . В этом случае точка c располагается относительно точек схода на равном расстоянии. Само расстояние между точками схода на линии горизонта определяется заданным углом при точке c .

После нанесения на рисунок линии горизонта, линии предметной плоскости, точек схода и проекции на эти линии точки наблюдения p и c , определяется положение линий квадратной координатной сетки. При этом из точки c проводится вертикальная линия (ось Z), соответствующая положению передней вертикальной грани блока. На этой грани в масштабе отмечаются отрезки, равные длине стороны квадрата сетки (a). Линии, соединяющие точки d с точкой c , соответствуют осям X и Y . Вправо от точки c делаются засечки через расстояния равные в масштабе отношению длины стороны квадрата (a) к косинусу угла между правой вертикальной плоскостью блока и картинной плоскостью. Аналогичным образом вычисляются расстояния между засечками влево от точки c через косинус угла, характеризующего ориентировку левой плоскости. Если обе вертикальные плоскости блока ориентированы одинаково (под углом 45°), то засечки вправо и влево делаются одинаковыми и равными $a\sqrt{2}$, т. е. соответствующими длине диагонали квадрата. Через указанные засечки и точки схода проводятся линии (лучи), причем с левой точкой схода соединяются засечки, лежащие справа от точки c , и наоборот. Пересечение этих лучей образует координатную сеть на предметной плоскости. Положение отдельных точек внутри квадратов определяется с помощью таких же лучей пропорциональным делением упомянутых отрезков на нижней горизонтальной линии.

Для нанесения сети на вертикальные плоскости блока такими же линиями — лучами соединяются точки схода и засечки на передней грани блока. Вертикальные стороны квадратов проводятся через точки пересечения осей X и Y линиями координатной сетки на предметной плоскости (см. рис. 105). Эти же стороны служат основой для построения координатных сеток в любых вышерасположенных плоскостях.

Нанесение на блок-диаграмму относительно плотной координатной сетки бывает достаточно для определения с ее помощью контуров геологических образований. Вместе с тем положение отдельных точек на блок-диаграмме может быть определено следующим образом. В соответствии с описанными приемами обозначается проекция искомой точки

на предметную плоскость. Проекция соединяется с точкой с линией до пересечения ею линии горизонта. На передней грани блока отмечается в масштабе превышение данной точки относительно предметной плоскости. Эта высотная отметка соединяется с точкой, отмеченной на линии горизонта. В результате рисуется треугольник, одной стороной которого является передняя грань блока, а противоположная ей точка находится на линии горизонта. Проведение вертикали из проекции точки до пересечения ее с верхней стороной данного треугольника позволяет определить положение искомой точки на блок-диаграмме. В наибольшей степени этот прием применим для изображения вершин и других характерных точек рельефа.

Сложности построения диаграмм в перспективной проекции связаны также с тем, что при изображении блоков в крупном масштабе точки схода располагаются на больших расстояниях друг от друга, выходя далеко за пределы рисунка. Существуют специальные приемы построения проекции в этих случаях, которые отличаются еще большей сложностью. Проще эта задача может решаться тщательным построением блок-диаграммы в мелком масштабе с последующим увеличением ее на пантографе или с помощью других приемов увеличения изображения.

Слепки или скульптурные модели строятся на основе изучения геологических тел в сечениях. Эти модели отражают главным образом форму изучаемых тел; их внутреннее строение чаще всего не отражается. Иногда для его демонстрации объемная модель строится в разъемном виде. Разделение ее производится по отдельным сечениям, в том числе разноориентированным. Объемные модели могут выполняться из пенопласта, гипса, папье-маше или других легко обрабатываемых материалов. Предварительно из фанеры, картона и т. п. вырезаются шаблоны, отражающие форму изучаемого тела в сечениях разной ориентировки. Эти шаблоны используются для контроля правильности выполнения модели. Форма тела между сечениями определяется интерполяцией с учетом представлений о характере ее изменения от сечения к сечению. В ряде случаев шаблоны могут вырезаться по изолиниям структурных карт. Из слепков отдельных геологических тел могут составляться объемные модели определенных участков недр.

Из всего сказанного также следует, что геологические карты, составленные на топографической основе с горизонталями рельефа (особенно горной местности) или фототопокарте с показом на них элементов залегания пород, разломов и т. д., нельзя называть плоскими, двумерными фигурами. Объемное картирование возникло вместе с появлением топокарт и грамотным изображением на них геологического строения территории. Карты, изображающие поверхность платформенного чехла в горизонталях (карты стратоизогипс), карты изопахит и т. д. выполняют ту же роль, что и топокарта поверхности рельефа и отражают лишь небольшую часть информации, заложенной в геологической карте. Разрезы, погоризонтные планы и подобные им материалы — есть плоское, двумерное изображение геологического строения в горизонтальной или вертикальной проекции и заменить карту они не могут, как и претендовать на статус объемного геологического картирования — якобы нового, недавно возникшего направления в современной геологии (70-е годы нашего

столетия). Они известны с давних пор, как появились карты и возникла геологическая служба на рудниках. Сочетание всех этих элементов с геологической картой увеличивает возможности создания в человеческом воображении объемной картины изображаемого объекта.

11. Вопросы кондиционности карт

В соответствии с установленной стадийностью проведения геологоразведочных работ картирование всей территории Советского Союза осуществляется в масштабе 1:200 000; при этом сложные по геологическому строению площади должны изучаться в масштабе 1:100 000. Перспективные рудные районы картируются в масштабе 1:50 000 (1:25 000). Карты этих масштабов подлежат государственному изданию, и к их содержанию и оформлению предъявляются определенные требования, устанавливаемые инструкциями, методическими указаниями и другими документами [9, 13, 14, 23]. Соответствие результатов картирования геологических объектов этим требованиям определяет кондиционность карт.

Карты масштаба 1:500 000 и мельче составляются по результатам картирования в более крупном масштабе и являются обзорными или специальными по назначению. В связи с этим к их содержанию не предъявляются определенных требований. Эти же требования не устанавливаются в официальном порядке для карт масштаба крупнее 1:25 000.

Государственные геологические карты масштаба 1:200 000 являются наиболее распространенными кондиционными картами, однако для части районов СССР они еще не опубликованы или подлежат ревизии в связи с необходимостью учета современных данных аэрофотосъемки, космосъемки и региональных геофизических исследований. В то же время в геологических организациях имеется значительное количество карт различного масштаба, не удовлетворяющих полностью всем установленным требованиям. Такие карты рассматриваются как схематические, однако на их основе осуществляется планирование и проектирование геологоразведочных работ, ведутся поиски и разведка, оцениваются ресурсы минерального сырья, т. е. их практическая ценность в большинстве случаев доказана опытом. Таким образом, несмотря на существование определенных требований вопрос оценки степени кондиционности или качества таких карт является довольно сложным и не всегда поддается однозначному решению. Одной из причин этого является то обстоятельство, что критерии для определения качества картирования являются главным образом качественными и лишь в незначительной мере опираются на количественные показатели.

Качественные критерии выражаются перечнем геологических образований, площади распространения которых должны быть указаны на карте данного масштаба, а также условиями выделения линейных элементов — разломов, даек, жил, зон брекчирования и т. д.

Одним из количественных показателей, характеризующих обоснованность карты фактическим материалом, является плотность точек наблюдения. В среднем считается [22], что на 1 см² в масштабе карты должна приходиться одна точка наблюдения. При сложном геологическом строении территории их число должно увеличиваться до четырех и более.

К таким же количественным показателям относится требование рас полагать картировочные маршруты на расстоянии не более 1 см в масштабе карты.

Следует заметить, что эти показатели являются формальными и часто не отражают реальных условий ведения съемочных работ. Так, проводя съемку в хорошо обнаженном районе, геолог при описании точки обязан отражать и фактически фиксирует всю информацию, получаемую в процессе непрерывных геологических наблюдений в маршруте, т. е. реальная плотность точек его наблюдений на профиле получается гораздо выше требуемой. С другой стороны, в этих условиях он может визуально проследить геологические границы далеко за пределы маршрута, а при наличии аэрофотоснимков достаточно надежно отражать на карте строение относительно больших участков без их непосредственного обследования. Таким образом, в этих условиях разрежение точек наблюдений существенно не влияет на качество съемки.

В менее обнаженных районах даже маломощный почвенно-растительный покров существенно маскирует состав отложений, соотношение различных геологических тел и требует анализа обломков горных пород для установления контактов и т. д., а наблюдения некоторых из них, например трещинной тектоники, делает невозможными. В этих условиях картирование по высыпкам, обломкам в делювиальных отложениях, глыбовым развалам, несмотря на высокую плотность точек наблюдений может оказаться недостаточно надежным. Например, в одном из районов Центрального Казахстана по широкому ореолу обломков довольно отчетливо картировался шток гранит-порфилов. Его дальнейшее изучение и дешифрирование аэрофотоснимков показало, что этот объект является узлом пересечения двух систем даек того же состава. Широкому рассеянию обломков способствовала относительная устойчивость даек к разрушению и образование ими мелких положительных форм в рельефе. В целом, в такого типа районах решающее значение в их изучении могут иметь аэрофотоснимки и результаты их дешифрирования, особенно в сочетании с опорными геологическими профилями, где наблюдения привязаны к достаточно плотной сети естественных и искусственных обнажений. Картированию геологических объектов в этих районах способствует применение геофизических методов. Следует заметить, что само наличие аэрофотоснимков и геофизических данных не повышает качество картирования; оно зависит от возможностей методов в конкретных условиях и методически правильного, комплексного использования их результатов.

Наиболее сложной является задача оценки качества картирования в закрытых районах, отличающихся значительной мощностью покрова рыхлых отложений. Значение и специфика этого вида съемочных работ подчеркиваются его выделением в особую подстадию геологоразведочных работ — глубинное геологическое картирование, которое направлено на изучение комплексов пород, практически не обнажающихся на поверхности.

Основой для картирования закрытых районов являются данные бурения, дополняющиеся результатами геофизического изучения площадей; меньшую роль здесь играет аэрофотосъемка хотя в ряде

случаев она позволяет выявлять некоторые структурные элементы под чехлом рыхлых отложений. Наиболее крупные структуры фиксируются съемкой в мелком масштабе, в том числе и космосъемкой. Геофизические исследования, как правило, проводятся в том же масштабе, что и геологосъемочные, и предшествуют им. Масштаб магнитометрической съемки может быть вдвое крупнее геологической. В сравнении с последней ВЭЗ может проводиться в более мелком масштабе. Следует заметить, что увеличение детальности геофизических работ не всегда дает положительный эффект из-за «осреднения» физических полей при повышенной мощности рыхлых отложений. Данные бурения скважин могут рассматриваться как точка наблюдения, хотя информация, получаемая по ним, существенно уступает таковой при изучении обнажений. Как правило, число скважин, приходящихся на 1 см² карты, значительно меньше требуемой плотности наблюдений. Результаты же интерпретации геофизических материалов зависят от многих факторов, в том числе от дифференцированности физических полей, мощности, состава и состояния рыхлых отложений чехла. Все это, в большинстве случаев, не позволяет считать карты закрытых районов кондиционными с позиций плотности точек геологических наблюдений.

Трудности в использовании плотности точек наблюдений для оценки достоверности результатов картирования связаны, на наш взгляд, еще и с тем, что в ее основу положен способ получения данных, а не сам результат исследований. Эти затруднения, в значительной мере, устраняются, если считать, что качество карт определяется точностью в определении положения геологических границ и минимальными размерами геологических объектов, выделяемых в данном масштабе. Источник исходных материалов в этом случае не должен иметь решающего значения.

Такой подход намечен в существующих инструктивных документах, хотя и не имеет в них должного теоретического обоснования и логической взаимосвязи отдельных, вытекающих из него положений. Так, для карт масштаба 1:200 000 установлено, что точность проведения геологических границ должна быть не менее ± 250 м. На картах масштаба 1:50 000 граница должна проводиться с ошибкой не более 200 м; на картах масштаба 1:25 000 с ошибкой не более 100 м. Эти требования можно сравнить с возможностями картирования по точкам наблюдения. Если полагать, что каждая такая точка находится в центре квадрата размером 1×1 см, то граница, проходящая между этими точками, может быть проведена со средней погрешностью, равной 1/4 расстояния между точками. Для карт указанных масштабов эти расстояния будут соответствовать 500, 125 и 60 м, что находится в некотором противоречии с имеющимися требованиями. Проведение геологических маршрутов через 1 см в масштабе карты фактически означает, что геологические объекты, имеющие меньшие размеры, могут быть пропущены при картировании; при обнаружении таких образований площадь их распространения будет завышена. Таким образом, по простиранию 1 см в масштабе карты можно считать минимальным размером для объектов, выделение которых обязательно при данном масштабе картирования. По поперечному направлению минимальные размеры таких объектов установить труднее,

так как плотность точек наблюдений на профиле может быть различной в зависимости от сложности геологического строения района. Кроме того, в хорошо обнаженных районах возникает объективная возможность фиксировать в процессе прохождения маршрутов геологические тела с достаточно малыми поперечными размерами — дайки, жилы, зоны разрывов, брекчирования. В пределах осадочных толщ такими телами могут являться отдельные линзы, прослои, пропластки. Необходимость выделения их на карте должна определяться их размерами по простиранию и соответственно по площади. Особый интерес при картировании представляют выдержанные, протяженные пласты, которые используются как маркирующие горизонты, даже если они имеют незначительную мощность. При выклинивании одного такого горизонта обязательно следует выбрать другой, положение которого относительно первого должно быть установлено.

В тех случаях, когда линзы и пропластки не выдержаны по простиранию, возникает необходимость их объединения в более выдержанные, протяженные и мощные геологические тела — свиты, ярусы, толщи. Инструкциями [14, 25] установлено, что максимальная мощность стратиграфических единиц в палеозалегающих осадочных породах не должна превышать 150 м при съемке масштаба 1:200 000 и 50 м при съемке масштаба 1:50 000. При картировании дислоцированных толщ и вулканогенно-осадочных образований эти пределы увеличиваются для указанных масштабов до 1500 и 500 м соответственно.

В некоторых случаях карты составляются на базе картирования в более крупном масштабе, что создает возможность подробного отражения на них геологической обстановки. Определено, что наиболее мелкие изометричные объекты, выделяемые на карте, должны иметь площадь не менее 2 мм² в ее масштабе, а линейные объекты — жилы, дайки выражаются линией длиной не менее 2 мм. Следует заметить, что такое подробное изображение часто бывает необоснованным, так как назначением карт более мелкого масштаба в сравнении с исходными является отражение основных, наиболее существенных черт геологического строения, которые будут затушевываться второстепенными деталями. В этом случае генерализация геологической обстановки должна осуществляться на принципе соответствия размеров изображаемых объектов масштабу картирования.

Таким образом, на картах фиксируются не все геологические границы, а только те, которые ограничивают объекты минимального для данного масштаба размера. Это обстоятельство служит одним из препятствий широкого использования метода прослеживания, так как оно не позволяет заранее определить устойчивость отдельных границ и решить вопрос о необходимости их отображения на карте. С этой точки зрения маршрутная съемка дает возможность сразу оценить протяженность определенных границ, хотя их соответствие в соседних пересечениях требует дополнительного обоснования.

Использование аэрофотоснимков и геофизических работ позволяет повысить точность и достоверность прослеживания границ и, следовательно, обеспечить достаточно высокое качество картирования даже при редкой сети точек наблюдения. Как показал опыт картирования закрытых

районов в масштабе 1:50 000 [32], при методически правильном сочетании геофизических работ и данных бурения обеспечивается точность нанесения границ в пределах 50—100 м, что подтверждалось проведением более детальных работ на отдельных участках.

Определение качества карт по точности проведения геологических границ, особенно в закрытых районах, имеет свои сложности. Если плотность точек наблюдения определяется по карте фактического материала непосредственным подсчетом, то точность прослеживания границ может быть оценена только в результате проведения специальных более детальных работ. Кроме того, достаточно точное нанесение границ на большей части их длины не исключает ошибок в определении возрастных и других соотношений геологических образований. Инструкцией [14] определено, что предполагаемые границы на карте масштаба 1:200 000 могут составлять 15—20 % от их общей длины, что в принципе не гарантирует от указанных ошибок.

Обоснованность карты фактическим материалом, точность проведения границ и дробность стратиграфического расчленения осадочных толщ являются важными показателями качества картирования, однако их повышение не должно служить самоцелью. Во всех случаях геологическая карта должна содержать информацию, соответствующую ее назначению. Это означает, что она должна давать возможность понять характер возрастных соотношений пород, разрывных и складчатых структур, их генезис и особенности развития, оценить ход различных геологических процессов. На основе их познания карты должны обеспечивать обоснованное прогнозирование рудоносных объектов, планирование геологоразведочных работ по изучению недр, оценку их перспективности на выявление минеральных ресурсов, качественное проведение поисковых и разведочных работ.

12. Карты фактического материала и полевые дневники

При проведении геологических съемок любого масштаба обязательно составляются карты фактического материала, которые должны прилагаться к отчету для обоснования геологических карт и пояснительных записок (или отчетов) к ним. В содержание карт фактического материала входит и учет степени обнаженности района, т. е. существующих коренных и искусственных обнажений горных пород. Показ их на этих картах будет зависеть от детальности (масштаба) геологосъемочных работ.

Так, например, при съемке масштаба 1:5000—1:10 000 на топокарту (основу карты фактического материала) должны быть нанесены все горные выработки, скважины и контуры коренных выходов горных пород и показаны (выбранными условными знаками или цветами) типы пород, характер их контактов, элементы залегания контактов, слоистости, сланцеватости пород, складчатых и разрывных нарушений, проявления контактового или регионального метаморфизма, состав рудной минерализации и сопровождающих ее метасоматических изменений пород, а также другие особенности пород, необходимые для их характеристики. Совер-

шенно очевидно, что на карте показывают все то, что можно изобразить в данном масштабе, не перегружая ее (т. е. не превращая карту в своеобразный ребус).

Остальные сведения, дополняющие облик пород и других объектов, записываются в полевой дневник под номером той точки на местности, которая поставлена на карте фактического материала и к которой тяготеют характеризующие объекты. Последние должны быть представлены образцами (пород, руд, метасоматитов и т. д.), имеющими те же номера, что и указанные выше точки, с добавкой букв алфавита, если этих образцов было несколько (и лучше в знаменателе еще показать год сбора, чтобы не было путаницы с сохраняемыми образцами прежних исследований в иных местах, а также кодовую заглавную букву фамилии исследователя). Если образцы взяты из разных интервалов скважины, на этикетке пишется номер скважины и интервал пород, характеризующий этим образцом. Если образцы взяты из канавы, на этикетке образца ставится номер канавы, а в полевом дневнике дается зарисовка (документация) этой канавы с показом места взятия каждого образца (в знаменателе все равно ставятся год взятия и кодовая буква геолога-съемщика, документировавшего эту канаву).

При составлении карт 1:500—1:2000, безусловно, должны быть осмотрены и описаны все коренные естественные и искусственные обнажения. Такие карты делаются только для месторождений и рудных полей и к ним предъявляются более строгие требования учета всех, на первый взгляд ничтожных, незначимых объектов, как, например, тонких жилок, безрудных зон метасоматических пород (без жил которые они обычно сопровождают), так как эти данные весьма важны для поисков не выходящих на поверхность скрытых («слепых») руд.

Конечно, нельзя требовать показа и описания объектов такого рода при составлении карт масштаба от 1:5000—1:10 000 до 1:25 000 включительно, как нельзя требовать показа мелких закопушек (шурфов) и мелких канав, но на них обязательно должны быть показаны шахты, крупные шурфы, магистральные канавы, скважины и обнажения, определяющие выделение горизонтов и пачек пород (с их элементами залегания) и более крупные тектонические нарушения, создающие структурный облик всего объекта. Иначе говоря, здесь мы имеем новый уровень генерализации данных. Если на том или ином участке ощущается недостаток данных для уверенного изображения контактов пачек и горизонтов пород, а также тектонических элементов и соответственно понимания структуры объекта только по описанию отдельных выходов коренных пород, совершенно необходимо изучить и проанализировать состав обломков пород делювиального чехла и их количественное и качественное изменение для того, чтобы выявить, какие коренные породы и структуры скрыты под этим чехлом. Интервал их вероятного выхода изображается более бледным цветом против того, который применялся для показа коренных пород того же облика (если была принята не цветовая система изображения, то соответственно значками близкого типа, но не одинаковыми).

Таким образом, полевая карта фактического материала будет иметь как бы две легенды — одну для изображения пород, видимых в коренных

обнажениях, и другую — по анализу делювия и учета областей сноса этого обломочного материала, т. е. по менее достоверным фактическим данным, зачисляющим от опыта и интуиции геолога-съемщика.

Для замеренной трещиноватости составляются диаграммы с помощью сетки В. Вульфа (или В. Шмидта). На одну диаграмму, характеризующую какой-то участок, требуется 100—200 массовых замеров трещин. Для выявления полноценной картины развития трещиноватости необходимо эти замеры иметь в разных частях района или изучаемого объекта (в разных частях складок, интрузивных массивов, вблизи и вдали от крупных разломов и т. д.). Перед замерами трещин необходимо приглядеться к каждой видимой их системе и определить (и записать) их характерные черты, установить их принадлежность к трещинам свола или отрыва.

Следует заметить, что в процессе камеральной петрографической обработки материалов визуальные наблюдения состава пород заменяются на такой карте более точными, что должно найти отражение и в полевом дневнике, чтобы можно было восстановить, какому полевому определению пород соответствует их новое название.

Необходимо подчеркнуть, что линии маршрутных исследований также изображаются (серией точек или мелким пунктиром) на карте с их точками, фиксирующими либо пункты важных наблюдений (контакты пород, руд, разломов и т. д.), либо места существенных поворотов линии маршрута, реперные точки местности (триангуляционные пункты), горные вершины или седловины гор, места слияния рек и их притоков и т. д., способствующие более точной ориентировке самого маршрута. На детальных картах привязка их в ряде случаев является инструментальной или полунструментальной; в остальных она осуществляется по характерным признакам рельефа и с помощью засечек на топопункты и горные вершины и т. д. (что не точно). Наличие аэрофотоосновы существенно повышает возможности привязок контактов геологических образований или точек маршрута. Эти возможности оказываются еще выше, если карта фактического материала составляется на смонтированной аэрофотооснове, еще лучше на аэрофотокарте этого же или близкого масштаба.

Итак, в сравнении с тем, чем обладали наши относительно далекие предшественники (Л. И. Лутугин, Н. В. Вебер, В. Высоцкий и др.), мы обогатились могучими средствами аэрофото- и космоснимков, включая всю техническую основу для дешифрирования и перенесения этих данных в необходимом масштабе на карты. Это позволяет не только увеличить точность нанесения данных, но наполнить вещественным содержанием то, что выделялось в виде контуров при дешифрировании космо- и аэрофотоснимков. Таким образом, карта фактического материала, особенно для масштабов съемок 1:25 000 и мельче, является сводкой и синтезом фактических данных, собранных в поле при визуальной заверке контуров дешифрирования. Последние являются теми линиями, которые определяют корреляцию геологических разрезов и других наблюдений и выделение геологических объектов (пачек или горизонтов пород, магматических образований, складок, разломов, мест обнаружения фауны и флоры с индексировкой ее возраста, выходов руд и т. д.).

В общем виде карта фактического материала будет иметь пятнистый или более сложный вид изображения изученных объектов поверхности Земли с «пустыми» незаполненными прогалинами, через которые проходят лишь пунктирные линии, указывающие предлагаемую увязку данных с соседними изученными обнажениями.

По мере уменьшения масштаба (от 1:50 000 к 1:200 000 и 1:500 000) возрастает и степень генерализации данных. На них уже невозможно показать контуры коренных и искусственных обнажений (шахт, канав, скважин и т. д.) и дать дробное расчленение пород, слагающих картируемые территории. При генерализации данных возрастает роль элементов, дешифрируемых на аэро- и космоснимках, близких к масштабу геологической съемки. На таких картах можно показать только свиты и крупные пачки пород, массивы интрузивных пород, вулканические постройки в их общем виде и крупные складчатые и разрывные структуры. Рудные объекты, как правило, изображаются в виде различных знаков (часто с закраской разными цветами) для металлогенических и иных целей и наносятся сразу на готовые геологические карты или их генерализованные схемы.

Полевой дневник является документом, в котором в хронологическом порядке ведется описание результатов маршрутных наблюдений, документация канав, скважин и т. д. Без него невозможно автору, а тем более другому исследователю вести камеральную обработку материалов. При описании геологических объектов должны быть совершенно четко разграничены наблюдаемые факты и предположения, догадки, гипотезы, интерпретирующие всю фактическую документацию. Ведение самого дневника производится по рациональным правилам, выработанным в процессе многолетнего опыта многих поколений геологов. На первой странице указывается название отряда, год и месяцы работ, фамилия, имя и отчество исследователя и адрес учреждения, куда можно выслать дневник при его случайной утере. Все это, как и дальнейший текст и рисунки в нем, пишется простым карандашом либо в крайнем случае шариковой ручкой, исключаящей расплывание текста и рисунков при вероятном промокании его при переходе рек или от дождя. Записи делаются на правой стороне дневника, а на левой чертятся схемы, абрис маршрута с расстояниями между точками, зарисовки обнажений, канав и т. д. с показом, где взяты образцы, и их номера.

Запись очередного маршрута начинается с числа, месяца, года и адреса (привязки) маршрута — его начального и конечного пунктов (иногда с указанием промежуточных пунктов следования). Каждая очередная точка должна иметь четкую географическую привязку к топокарте фактического материала, чтобы при затертости ее на этой карте можно было бы ее восстановить. Текст пишется четко, разборчиво и без сокращений слов (кроме общепринятых). Взятые образцы должны иметь четкую привязку и еще лучше, если на зарисовке будут показаны места взятия образцов и их номера. В дневнике номера образцов подчеркиваются либо обводятся цветным карандашом, чтобы их легче было найти. Элементы залеганий контактов тел, слоистости, сланцеватости, трещиноватости (если ее не много) также стараются выделить, что облегчает поиск этих данных при их нанесении на карту.

Еще раз следует подчеркнуть — геолог не должен путать при таком описании то, что фактически существует, с тем, что он предполагает.

Кроме сказанного выше, геолог-съемщик не должен думать, что тривиальные на первый взгляд вещи, не требующие записей в дневнике и не стоящие упоминания в отчете, не явятся в дальнейшем ключом к решению больших проблем.

То, что надлежит отражать в полевом дневнике, может быть выражено в виде следующей схемы. После номера точки (подчеркнутой или обведенной квадратом) и ее привязки к характерным пунктам местности (устьям впадения рек, ручьев, горным пикам, перевалам и т. д. и т. п.), триангуляционным знакам и пр. ведется описание пород в обнажении в такой последовательности:

- 1) полевое определение (название) породы,
- 2) форма залегания (слой, жила, дайка, линза и т. д.);
- 3) характер залегания: нормальное, опрокинутое, согласное, несогласное (тип несогласия);
- 4) главный вещественный состав и характер структуры (зернистость) и текстуры (слоистая, массивная и т. д.);
- 5) цвет (в свежем изломе), наличие пигментирующих налетов на поверхности пород,
- 6) характеристика цемента и обломков (если это обломочные породы),
- 7) включения, жеоды, конкреции и т. д.;
- 8) слоистость (ее типы), сланцеватость, гнейсовидность;
- 9) органические остатки;
- 10) мощность;
- 11) характер контактов с соседними породами (или их переходов), относительный возраст этих пород;
- 12) состав рудных образований и сопровождающих их метасоматитов (их краткая характеристика);
- 13) характер выветривания, выражение пород в рельефе (важного дешифрировочного признака);
- 14) наличие и степень метасоматических, метаморфических изменений пород и т. п.

Если это порода магматическая, то помимо сказанного необходимо тщательно изучить соотношения ее с окружающими породами, описать контакты (наличие или отсутствие апофиз, закалки и метаморфизма вмещающих пород), выявить их генетические и морфологические черты (эффузивные или интрузивные образования, дайки, силлы, покровы и т. д.), решить вопросы их относительного возраста и последовательности внедрения или излияния разновидностей этих пород. Выявить, есть ли в них ксенолиты, каков их состав, форма, размеры, характер залегания, степень метаморфического их изменения и первичные черты этих пород до влияния магматических расплавов (привлекая петрографические исследования при камеральной обработке этих каменных материалов).

Если породы метаморфические, то только тщательность наблюдений позволит выявить сохранившиеся черты первичных пород, их слоистость и другие признаки, свидетельствующие, например, о первичноосадочной их природе что в свою очередь позволит эффективно искать органические

остатки для определения возраста этих толщ. Это же позволит установить соотношения первичных структур метаморфизованных пород и вторичных (гнейсовидности, сланцеватости, линейности, роль метасоматоза в их образовании и т. д.) и правильно расшифровать складчатые и другие структуры, а затем и историю развития региона в целом.

В обнажениях осадочных пород необходимо определить, является ли оно коренным выходом или это валун, а также установить, находятся ли наблюдаемые породы в нормальном или опрокинутом залегании. Все это отмечают в дневнике и ведут описание этого разреза от более древних к молодым образованиям. При этом необходимо тщательно искать фауну и флору, внимательно изучать типы слоистости, отмечать наличие волноприбойных знаков, трещин усыхания, вторичных структур, сингенетичных осадконакоплению (внутриформационных оползней, следов турбидидных потоков, создающих сложные растащенные складчатые формы и т. д.), что в комплексе позволит уверенно решать вопросы стратиграфической последовательности пород (т. е. имеют ли они нормальное или опрокинутое залегание), сопоставлять эти разрезы с соседними, выявлять изменчивость их мощностей и фаций. При возможности измерить мощности отдельных слоев или пачек непосредственно в поле это делается в процессе описания разреза, а при отсутствии такой возможности их вычисляют в лагере по изображенным выходам на карте способами, изложенными в III разделе книги.

Особая забота съемщика состоит в выявлении перерывов в осадконакоплении и несогласий (параллельных и угловых). При этом тщательно изучается тип базальных отложений более молодой формации и производится отбор образцов, обломков, входящих в их состав и характеризующих их цемент. Вычисляются (по карте) элементы залегания и несогласия (если они есть).

При описании складчатых структур важным элементом наблюдений является определение — главная ли это структура или мелкая, второстепенная, приуроченная к некоторым высокопластичным толщам или турбидидам, складчатость которых (запечатленная часто и в метаморфических толщах) не отражает собственно эндогенной складчатости и ведет к неверному пониманию общей структуры региона; по мелким складкам нельзя судить о крупных. Поэтому, зарисовывая складку, необходимо записать ориентировку ее оси в пространстве и соотношение с осью более крупной складки и где она в ней расположена (на крыле, в замке антиклинали или синклинали), а также, определяя размеры этой складки и элементы залегания крыльев, следует обращать внимание, в каких отложениях такие мелкие складки развиты и есть ли они в менее пластичных и хрупких породах. При этом следует обращать внимание на изменение истинных мощностей различных пород, образующих складку, развитие мелких складок волочения, их пространственную ориентировку и ее же относительно крупной складки, развитие будинажа, брекчирование некоторых типов пород и т. д., что позволит решать генетические проблемы складчатости картируемого региона.

Важность разрывной тектоники и ее фиксации в дневнике очевидны, а какие задачи и проблемы с этим связаны, было показано в ряде предшествующих разделов книги.

Для решения серии специальных вопросов (см. раздел «Микроструктурный анализ») берутся ориентированные образцы (как это делается, см. там же).

Изложенная краткая схема и многочисленные инструкции, требования и рекомендации по геологической съемке не могут учесть всех возможных случаев, ибо сочетание геологических соотношений и разнообразие объектов геологических исследований почти бесконечно.

Уже из того, что сказано, и из собственного опыта видно, что записи в дневнике и зарисовки требуют значительного времени. Некоторым облегчением является фотографирование обнажений (фотодокументация), несколько сокращающее время, но требующее общего наброска для «дешифрирования» фотоснимка или целой панорамы, на которой потом придется наносить тем или иным путем знаки, подписи, элементы залегания и т. д., необходимые для геологических целей. Фотодокументация может быть эффективной только при быстром изготовлении снимков и наполнении их указанной выше информацией (состав пород, их соотношения, элементы залегания и т. д.), как это делается на обычной зарисовке.

Не реже одного раза в неделю необходимо подводить для себя и своих сотрудников некоторые итоги наблюдений (и записывать в дневнике) за истекший период геологической съемки. Необходимость их очевидна и состоит в том, что геолог обдумывает все собранные факты по данному участку съемки, составляет схематические разрезы, чтобы представить себе структуру участка, стратиграфию, корреляцию толщ, их фациальную изменчивость и т. д.; выявить нерешенные вопросы тех или иных задач и наметить план ближайших действий для разрешения возникших вопросов, без чего невозможна эффективная, качественная работа и в конечном счете грамотная карта, основательная стратиграфическая колонка, палеофациальная схема развития региона и многие вытекающие следствия, основанные на геологических картах. Поскольку в рациональном наборе методов исследований имеются разнообразные геофизические и геохимические исследования, ведущиеся обычно параллельно со съемкой или с некоторым опережением, то их следует использовать в только что указанных целях. При этом трактовка их результатов может быть наиболее эффективной и корректной при совместных совещательных обсуждениях геолога-съемщика с геофизиками и геохимиками и выработки (по возможности) общих взглядов, а также совместного плана действий для выяснения спорных вопросов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В основу предлагаемой читателю книги положен собственный материал авторов, накопленный за многие годы научной и педагогической работы в области структурной геологии и геологического картирования и основанный на опыте полевых геологических исследований. Широко использованы также публикации известных специалистов в этой отрасли знаний, число которых во много раз превышает список приведенной литературы.

Мы стремились предложить разнообразные методы решения структурно-геологических задач, развивая пространственное воображение, столь необходимое геологу, с учетом различных условий и технических возможностей при полевых и камеральных работах. Следуя известному высказыванию акад. С. С. Смирнова о том, что прикладная геология это прежде всего структурная геология, надо подчеркнуть, что не может быть полноценным геологом тот, кто не владеет методами структурной геологии и геологического картирования. Такой геолог не только не составит полноценной геологической карты, но и не сможет понять карты, составленной другими исследователями.

В книге обращено особое внимание на не достаточно изученные и не решенные вопросы структурной геологии. Среди них необходимо отметить следующие положения.

1. Подавляющее большинство структур, рассмотренных в работе, являются конвергентными образованиями, т. е. они имеют различное происхождение, но по ряду общих признаков сходны между собой. Яркими примерами являются кольцевые структуры и складки. Игнорирование этого обстоятельства может привести к ошибочным трактовкам их происхождения и неверным оценкам их роли как возможных рудовмещающих структур. Отсюда неизбежно неправильное представление о тектонике и истории геологического развития изучаемого региона.

2. Анализ литературных источников показал, что в большинстве работ приводятся лишь отрывочные данные по истории развития разломов и амплитудам перемещения по ним. Почти во всех случаях нет сколь-нибудь обоснованных данных о времени их возникновения, характере движений в течение длительного периода их существования. На этот счет обычно делаются лишь декларативные и зачастую противоречивые заявления. В результате остаются неизвестными истинные максимальные разовые перемещения по разломам, их роль в процессе образования бассейнов осадконакопления и сноса обломочного материала. Для устранения этих пробелов совершенно необходима количественная характеристика разрывных нарушений. Поэтому в книге мы уделили особое внимание методике решения этих задач.

3. Рассматривая вопросы изучения мелкой трещиноватости, авторы считают, что нет особых специальных методов изучения трещин в различных породах и разных структурных условиях. Например, в интрузивных

массивах, в платформенных структурах и т. д. должна быть и существует единая методика, учитывающая современные представления по теории деформации горных пород в процессе длительной истории развития изучаемых структур. Эта методика должна учитывать и конкретную геологическую ситуацию, а следовательно, в конечном счете направлена на выявление кинематики движений. Статистические методы обработки результатов замеров трещиноватости дают слишком обобщенную и вневременную картину, не всегда поддающуюся расшифровке. Правильная интерпретация этих данных возможна лишь при тщательных геологических исследованиях, в основе которых лежит исторический подход, так как геология — наука историческая.

4. Слабым местом существующей методики (и ее разновидностей) выявления полей напряжений является отсутствие или недостаточное обоснование одновозрастности сопряженных сколовых трещин. Кроме того, она не учитывает развития трещин отрыва и возможностей их использования для указанных целей. Вместе с тем методика М. В. Гзовского позволяет выявить изменчивость поля напряжений в исторически обозримом отрезке времени формирования структуры.

Приведав подробный обзор существующих способов выявления полей напряжений, авторы упростили обработку исходных данных и составление диаграмм ориентировки главных осей напряжений, показав возможность и правомерность привлечения для этих целей трещин отрыва.

5. В геологической литературе недостаточно освещены вопросы стратиграфического расчленения и картирования метаморфических толщ. Наш опыт показывает, что существует как изохимический метаморфизм пород, так и их метасоматическая переработка. Первый вид метаморфизма сопровождается плавным нарастанием степени метаморфизма можно проследивать и использовать в первом приближении для целей расчленения стратиграфии и геологического картирования.

Если же метаморфические породы возникли метасоматическим путем, то они занимают самое разнообразное положение в разрезе разновозрастных отложений района, и их использование в целях установления стратиграфической последовательности при геологическом картировании невозможно.

6. Тщательные и тонкие структурно-геологические исследования предусматривают применение микроструктурного анализа. Без этого метода невозможно решение многих вопросов, связанных с деформациями горных пород, в том числе и метаморфических толщ (генезис и типы сланцеватости, выяснение этапов деформаций и т. д.)

Авторы подробно изложили микроструктурный метод и показали многие области его применения. Нам не хотелось бы, чтобы у читателей создалось негативное представление о микроструктурном анализе из-за неразработанности ряда теоретических вопросов деформаций поликристаллических минеральных агрегатов, каковыми являются горные породы. Это в значительной мере связано с большими сложностями экспериментального воспроизведения структурных форм, сходных с природными, и недостатками тектоно-физических методов моделирования этих форм. Нетрудно заметить, что все эксперименты осуществлялись при осевом сжатии образцов, а эксперименты, имитирующие деформации,

вызванные действием пары сил, кручения, качения зерен при высоких температурах и давлениях, сопровождающихся перекристаллизацией пород, отсутствуют

7. Широкое использование аэро- и космических дистанционных методов произвело революцию в области геологического картирования. Можно смело сказать, что в методике геологической съемки наступила эра аэрометодов. Однако высокое качество и достоверность они могут иметь только в совокупности с хорошо разработанной стратиграфией и составлением детальных опорных разрезов. Поэтому аэрометодам, их возможностям и применению уделено в книге особое внимание. Внедрение аэрофотометодов обеспечивает объемность геологической карты и ее достоверность. Это прежде всего относится к аэрофотокартам, точнее аэротопокартам; они должны быть топоосновой при полевом геологическом картировании.

8. Разрезы, погоризонтные планы, карты изопахит, карты-срезы и другие способы так называемого «объемного» картирования — это фактически двумерные горизонтальные или вертикальные проекции, которые не могут заменить геологическую карту, так же, как и блок-диаграммы. Эти виды изображения геологических объектов беднее карты, они отражают лишь часть ее содержания и не являются объемными, а лишь являются дополнениями к карте, способствующими геологу в своем сознании преобразовывать эти образы в объемную картину. Никакое самое подробное словесное описание не может заменить геологическую карту. Она является обобщенной, генерализованной, объемной моделью геологического строения района, выполненной на топографической основе в соответствии с правилами структурной геологии, достаточно подробно изложенными в предлагаемой книге.

В отличие от существующих руководств по геологическому картированию авторы ввели в книгу новые методы геологической съемки, такие, как дистанционные методы, групповые съемки, рассмотрели вопросы кондиционности карт и другие методики, не приводимые ранее в книгах подобного профиля (метод петрофизического картирования метасоматитов и др.).

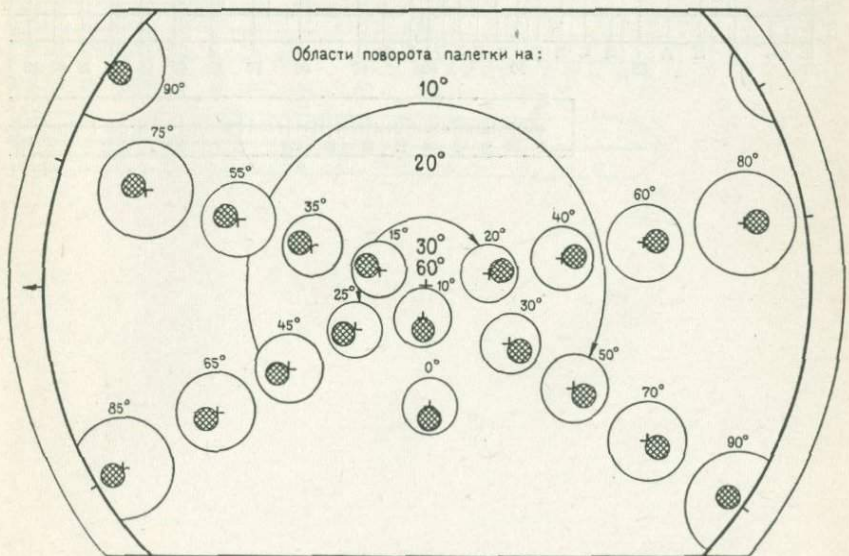
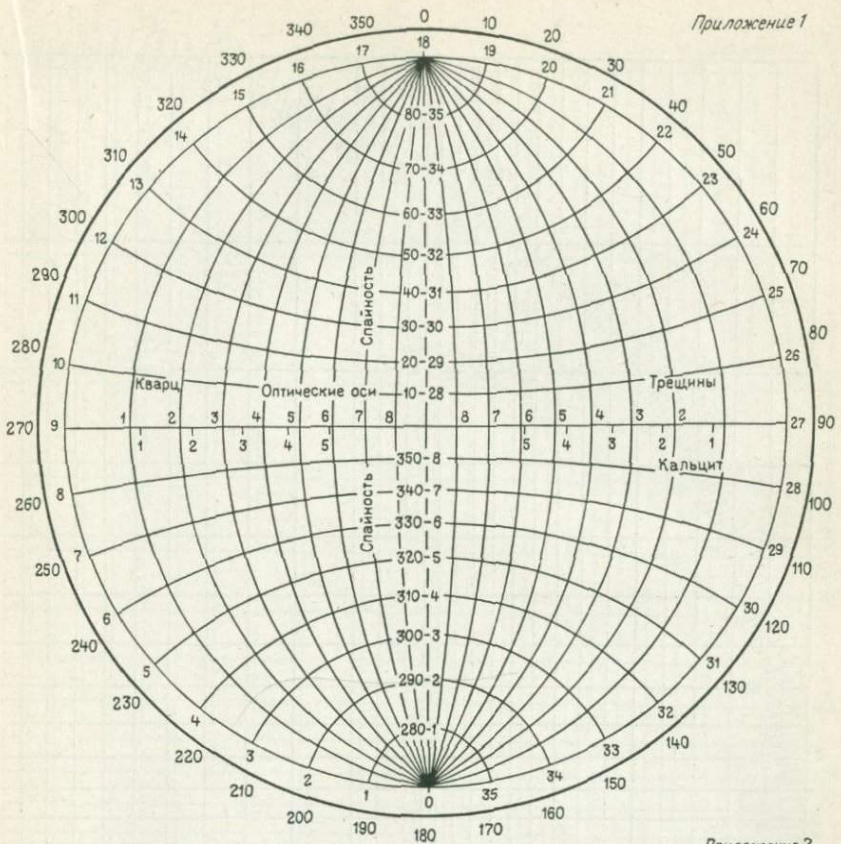
Все разделы книги основаны на использовании достоверного и обширного фактического материала, собранного авторами и другими исследователями. Уважительное отношение к фактам является правилом первостепенной важности. Не может быть лишних фактов — могут быть лишние гипотезы.

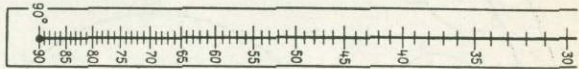
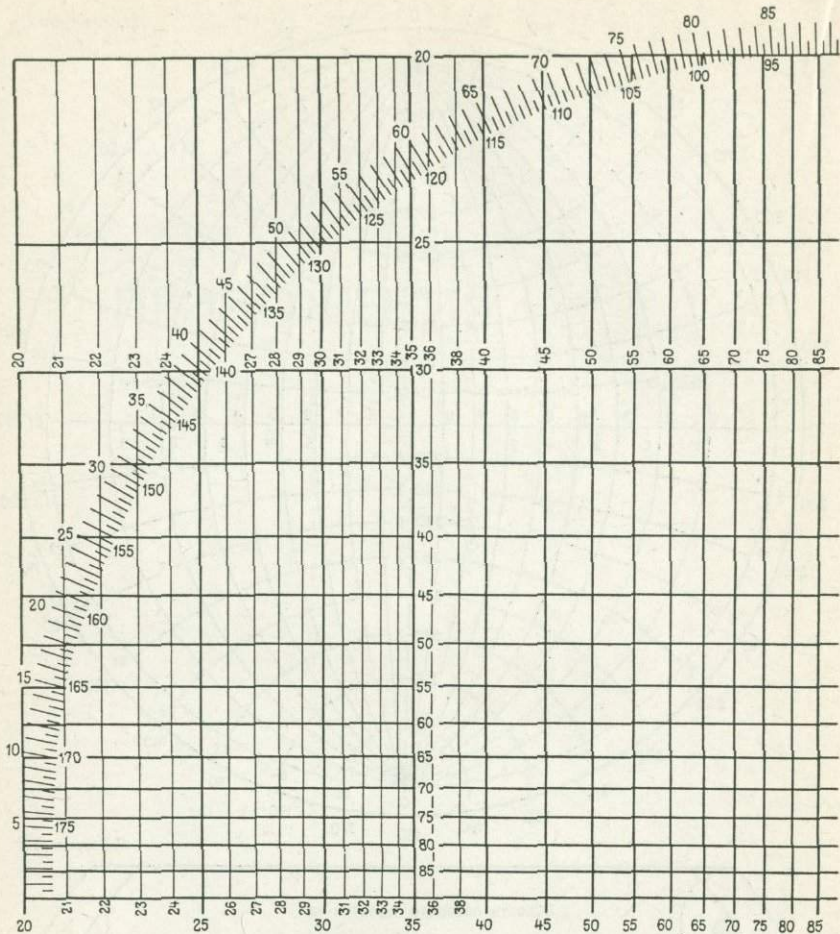
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

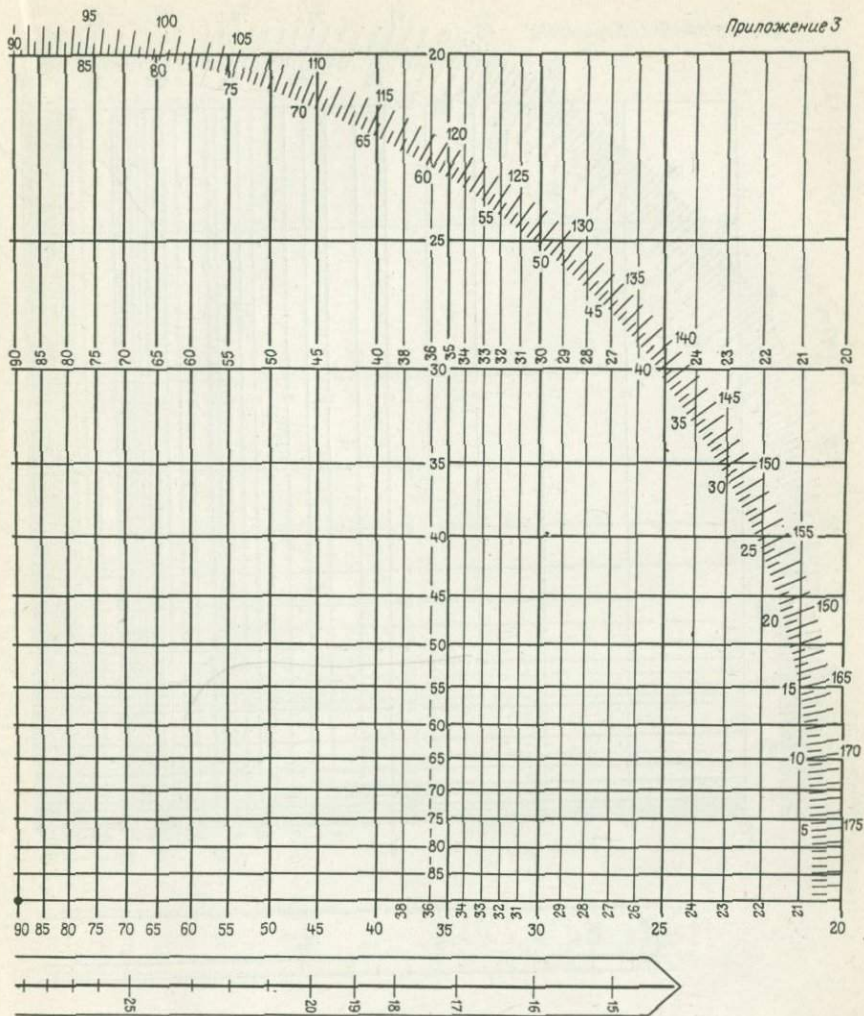
1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 492 с.
2. Белоусов В. В. Структурная геология. II изд. М., Изд-во МГУ, 1971, 274 с.
3. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.
4. Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. М., Гостоптехиздат, 1956. 392 с.
5. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. М., Недра, 1980. 227 с.
6. Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., Недра, 1979. 245 с.
7. Гальперов Г. В., Перцов А. В., Брусничкина Н. А. Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения (на примере Тургайского прогиба). Л., Недра, 1979. 111 с.
8. Гендлер В. Е., Гольвегер В. Я., Кунина Н. М. Новые данные о строении верхнепалеозойского массива щелочных гранитов (Кольский п-ов).— Бюл. МОИП, отд. геол., т. 55, вып. 5, 1980, с. 62—72.
9. Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов. (Методическое пособие по геол. съемке м-ба 1:50 000). Л., Недра, 1980. 237 с.
10. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 530 с.
11. Гуськова Н. Б., Мельникова К. М. Опыт анализа полей напряжений при изучении структур рудных месторождений (на примере Восточного Забайкалья).— Изв. вуз., сер. геол. и разв., № 9, 1973.
12. Донских А. В. Экспериментальное моделирование образования щелочных пород в субсолидных условиях.— Докл. АН СССР, 250, № 5, 1980, с. 1224—1228.
13. Зайченко В. Ю., Кузнецов О. Л., Попсуй-Шапкан Г. П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами.— Сов. геол., 1981, № 1, с. 98—106.
14. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. М., Недра, 1959. 72 с.
15. Инструкция по организации и производству групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 (1:25 000). — МИНГЕО СССР, 1977. 70 с.
16. Космическая геология. Материалы симпозиума НАСА по исследованию ресурсов Земли. Л., Недра, 1979. 379 с.
17. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. Изд. II. М., Недра, 1982. 165 с.
18. Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. М., Недра, 1977. 246 с.
19. Кушнарев И. П. Таблицы для решения структурно-геологических задач. М., Недра, 1979. 127 с.
20. Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 5, с. 60—67.
21. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., Наука, 1965. 120 с.
22. Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1973. 427 с.
23. Михайлов А. Е., Рамн Н. С. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Недра, 1975. 196 с.
24. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., Недра, 1979. 222 с.
25. Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1:50 000 (1:25 000). Л., Недра, 1977. 119 с.
26. Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. I, «Структурная геология». М., Недра, 1979. 359 с.
27. Парфенов В. Д., Парфенова С. И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах.— Докл. АН СССР, т. 254, № 4, 1980.
28. Парфенов В. Д. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции палеонапряженного состояния в горных породах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 4, с. 122—129.

29. Пахомов М. И., Пахомов В. И. Новый способ выделения зон гидротермально-метасоматических изменений по петрофизическим данным при поисковых и прогнозных работах. ОНТИ ВИЭМС, сер. Общая и регион. геол. и геол. картиров., № 8, 1980. 48 с.
30. Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Владивосток, 1979. 158 с.
31. Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск, Наука, 1980. 100 с.
32. Прохоров А. Н. Методика проведения комплексных геологосъемочных и поисковых работ в закрытых районах. М., Недра, 1971. 137 с.
33. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939. 151 с.
34. Ржевский В. В. Физико-технические параметры горных пород. М., Наука, 1975.
35. Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Л., Недра, 1981. 367 с.
36. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М., Наука, 1976. 298 с.
37. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980. 463 с.
38. Уэйджер Л., Браун I. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 546 с.
39. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978. 190 с.
40. Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений.— Изд-во МГУ, 1982. 270 с.
41. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М., Недра, 1981. 245 с.
42. Cloos H. Das Batholitenproblem. Förstch. d. Geol. u. Palaent. Bd. 1, 1923, 80 s.
43. Losert T. Contribution to the problem of the preossyanian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian massiv (some relations between the moldanubicum, the Kutna Hora crystalline complex and the Algonican of the Zelezne Hory MTS).— Kristallinicum, N 5, 1967.
44. Pietsch K. Abriss der Geologie von Sachsen. Veb. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1956.
45. Pietsch K. Nochmals zur Frage der Ausbildung des Devons in Mittel- und Ostsachsen.— Geologie, N 7, 1960.
46. Škvor V. Die Geologische Entwicklung des Kristalline des Fichtel und Erzgebirges und ihre Probleme.— Kristallinicum, N 5, 1967.
47. Rhodes R. C. New evidence for impact origin of the Bushveld Complex South Africa.— Geol. 1975, 3, N 10, p. 549—554.

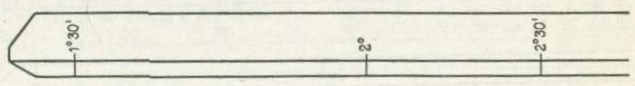
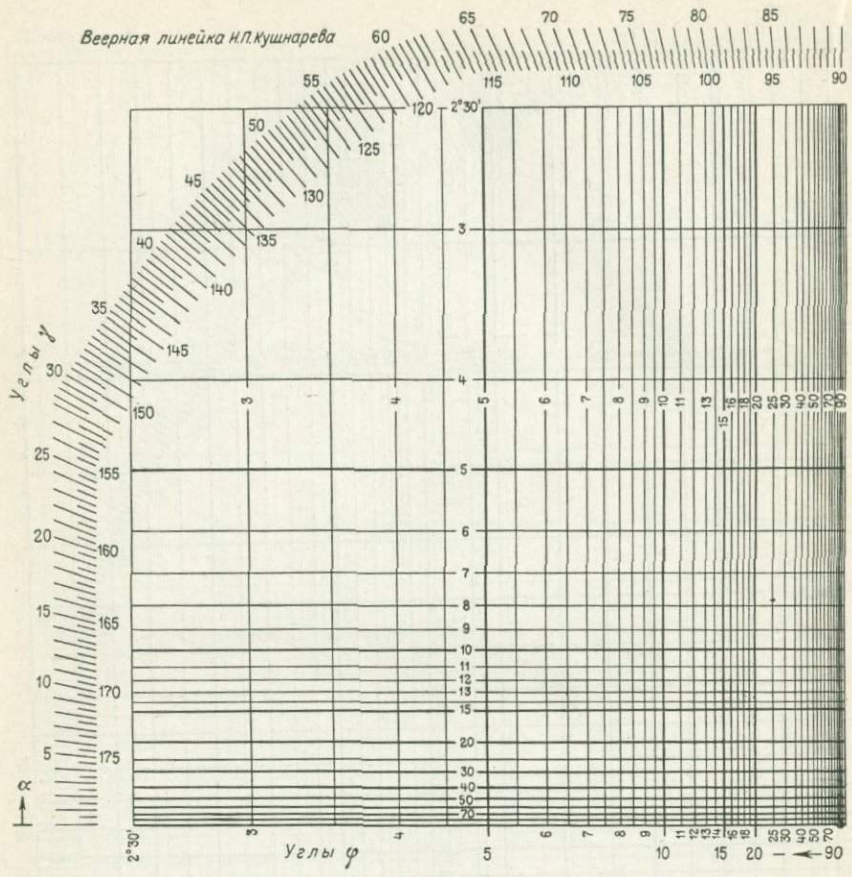
ПРИЛОЖЕНИЯ

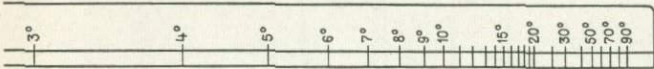
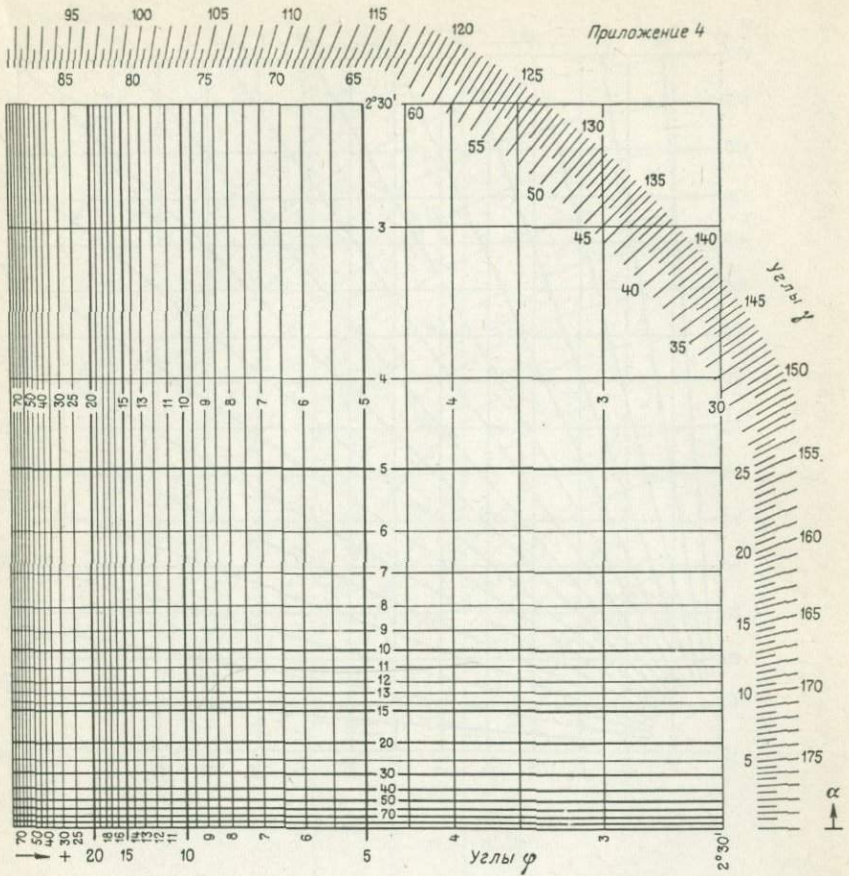


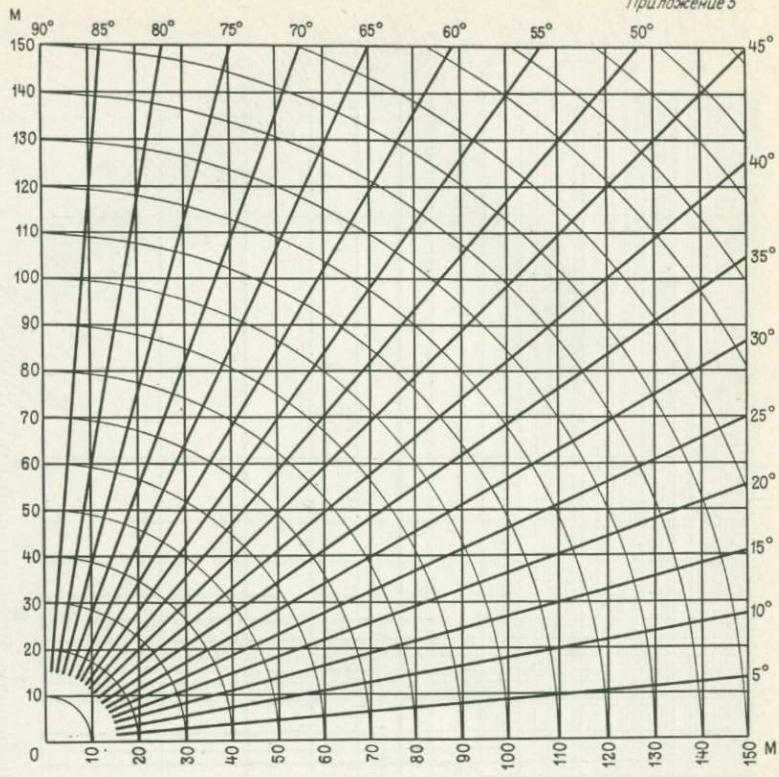




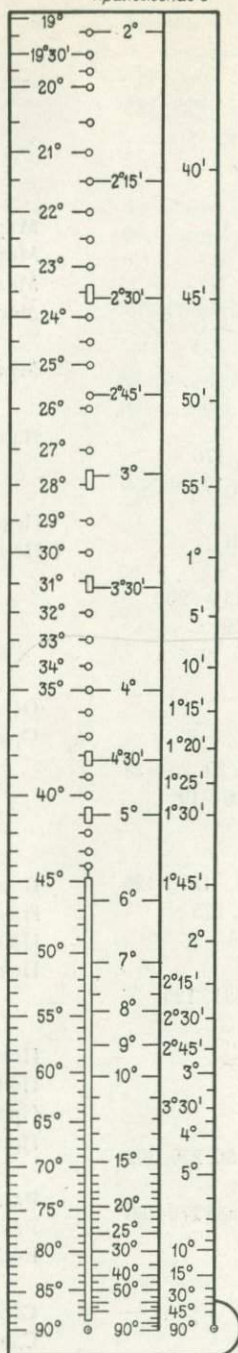
Верная линейка И.П. Кушнарёва







Приложение 6



ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Батолиты** 257
Бластомилониты 286
Будинаж 170, 277
- В-структуры** 31, 33
Взброс (надвиг) 152
- Гарполиты** 257
Горст-антиклиналь 145, 175, 176
Грабен-синклиналь 145, 175, 176
- Дайки** 156, 158, 159, 160, 161
— **кластические** 159
Деформация 6, 10, 11, 12, 13 — 20
— **однородная** 6, 7, 8, 19
— **неоднородная** 6, 7, 8, 19
— **одноосная** 8, 9
— **двуосная** 6, 8
— **упругая** 10, 20
— **пластическая** 10—15, 20, 23—25
— **разрушения** 10, 12, 16—19
Диапиры 177—182
- Залегание несогласное** 120, 125, 126
— **нормальное** 120, 121, 125
— **опрокинутое** 121
— **регрессивное** 120
— **согласное** 119, 120, 121, 125
— **трангрессивное** 120
- Кальдеры** 182, 183
Кливаж 274
Кольцевые структуры 176—186, 256, 302
Купол 138
 гранито-гнейсовый купол 279, 280
- Лакколиты** 257
Линза 277
Линейность 273
Лополиты 257
- Маркирующие горизонты** 318, 320
Метасоматиты 332, 333
Милониты 286
Мощность видимая 117
 — **истинная** 110—117
Мульда 138
- Напряжение** 7
 — **нормальное** 7, 8, 9
 — **тангенциальное** 7, 8, 9
Некк 260
Несогласие локальное 127
 — **параллельное** 126
 — **региональное** 126
 — **угловое** 126
- Облекание** 127, 147, 148
Ориентировка роста 23
 — **по строению** 22, 24
 — **по форме** 22, 23
- Пластический излом** 24
Плутоны расслоенные 261
Прилегание 127
Покровы игнимбритовые 254, 255
 — **лавовые** 254, 255
 — **пирокластические** 254, 255
Полосчатость 273
Поперечный изгиб 140, 243
Продольный изгиб 140, 242, 243
Прочность 14—18
- Раздвиг** 152, 167—176
Разломы глубинные 161, 163
R-структуры 31, 33
- Сброс** 152
Сдвиг 152
Силлы 258

- Складки антиклинальные 132
антиформные 133, 276
— волочения 143
синформные 133, 276
скальвания 141, 142
течения 142
штамповые 145
синклинальные 132
дисгармоничные 139
конседиментационные 144
голоморфные 144
- Сланцеватость 273
- Слоистость волнистая 118, 119
косая 118—120
линзовидная 118—120
параллельная 118, 119
сложная 119
- S-структуры 31, 33
- Тектониты 31, 33, 37, 38, 76, 78
- Трещины отрыва 16, 17, 151
— скальвания 16, 17, 19, 151
- Трещины S, Q, L 83, 236—239, 266,
267, 299
усыхания 121—123, 164
- Факолиты 259
- Флексуры 139
- Хоматолиты 259
- Шарьяжи 165—167
- Штоки 182, 260
- Эллипсоид деформаций 19, 20

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
I. Физические основы деформаций горных пород <i>К. М. Мельникова</i>	6
1. Деформация и напряжения	6
2. Виды деформаций	10
3. Особенности механизма деформаций горных пород	12
4. Образование тектонических разрывов	16
5. Понятие об эллипсоиде деформации	19
II. Микроструктурный анализ. <i>И. П. Кушнарев</i>	20
1. Основные группы ориентированных структур	21
2. Применяемые обозначения	27
3. Отбор ориентированных образцов и изготовление ориентированных шлифов	28
4. Ориентировка некоторых минералов в горных породах	31
5. Измерение оптических осей и кристаллографических элементов минералов в ориентированных шлифах	46
6. Составление диаграмм ориентировок оптических и кристаллографических элементов минералов	59
7. Поворот и сложение диаграмм	61
8. Некоторые задачи, решаемые с помощью микроструктурного анализа	66
III. Приборы, приемы и методы для решения задач структурной геологии и геологического картирования. <i>И. П. Кушнарев, П. И. Кушнарев</i>	87
IV. Слой, слоистость и строение слоистых толщ. <i>К. М. Мельникова</i>	116
1. Основные понятия	116
2. Механизм образования и форма слоистости	118
3. Взаимоотношение слоистых толщ	120
4. Установление нормального и опрокинутого залегания слоев	121
V. Условия залегания слоистых пород <i>П. И. Кушнарев</i>	123
1. Первичное и нарушенное залегание слоев	124
2. Согласно и несогласное залегание	125
3. Методы построения геологических границ в плане и определение по ним элементов залегания	128
VI. Складчатые нарушения. <i>П. И. Кушнарев</i>	132
1. Основные элементы складок	132
2. Морфологические типы складок	136
3. Генетические типы складок	140
4. Складкоподобные структуры	147
5. Изображение складчатых структур в разрезах	148
VII. Разрывные нарушения и методы их изучения. <i>И. П. Кушнарев</i>	151
1. Прямые и косвенные признаки разрывов	152
2. Возраст разрывных нарушений	157
3. Генетическая классификация и краткая характеристика ведущих дизъюнктивных структур	161
4. Раздвиговые структуры	167
VIII. Кольцевые структуры. <i>И. П. Кушнарев, П. И. Кушнарев</i>	176
1. Диapiroвые структуры	177
2. Другие типы кольцевых структур	182

IX. Анализ перемещений. И. П. Кушнарев	187
1. Определение амплитуд перемещений по смещению характерных точек	195
2. Определение амплитуд перемещений при известной линии скольжения	209
3. Дизъюнктивы, не дающие видимых перемещений контактов геологических тел	213
4. Определение амплитуд многократных (сложных) перемещений	215
5. Обобщение результатов перемещений по разломам	226
X. Трещинная тектоника и методы ее изучения	231
1. Основные положения. И. П. Кушнарев	231
2. Методы выявления палеотектонических полей напряжений. К. М. Мельникова, И. П. Кушнарев	242
3. Пример выявления полей напряжений по методике М. В. Гзовского, К. М. Мельникова	249
XI. Формы залегания вулканических пород. К. М. Мельникова	253
XII. Формы залегания магматических и других пород	257
1. Основные понятия. И. П. Кушнарев	257
2. Согласные интрузивы. К. М. Мельникова	258
3. Несогласные интрузивные тела. К. М. Мельникова	259
4. Промежуточные тела полнокристаллических пород. К. М. Мельникова	260
5. Расслоенные плутоны. И. П. Кушнарев	261
XIII. Структуры метаморфических образований. К. М. Мельникова	271
1. Плоскостные и линейные текстуры, связанные с тектонической перестройкой метаморфических толщ	271
2. Слоистость метаморфических толщ	274
3. Складки в метаморфических толщах	275
4. Гнейсовые и гранито-гнейсовые купола, разделяющие их синклинали и связанные с ними линейные и плоскостные ориентировки минералов	279
5. Наложение складчатых структур	280
6. Разрывные нарушения в метаморфических толщах	284
7. Структуры и текстуры метаморфических пород, связанные с дислокационным динамометаморфизмом	285
XIV. Общие принципы и методы геологической съемки	287
1. Основные положения. И. П. Кушнарев	287
2. Дешифрирование аэрофотоснимков и космических снимков. И. П. Кушнарев	288
3. Методы определения возраста геологических образований. И. П. Кушнарев	303
4. Роль изучения и анализа литологического состава отложений при геологосъемочных работах и решении других задач. И. П. Кушнарев	306
5. Виды и этапы геологосъемочных работ. К. М. Мельникова	315
6. Геологическая съемка в различных условиях. И. П. Кушнарев, П. И. Кушнарев	319
7. Групповые съемки. К. М. Мельникова	330
8. Картирование метасоматитов. П. И. Кушнарев	332
9. Методы построения и анализа структурных карт. П. И. Кушнарев	335
10. Построение макетов, блок-диаграмм и объемных моделей геологических объектов. П. И. Кушнарев	341
11. Вопросы кондиционности карт. П. И. Кушнарев	348
12. Карты фактического материала и полевые дневники. И. П. Кушнарева	352
Заключение	359
Список литературы	362
Приложения (1 — сетка В. Вульфа, 2 — палетка А. В. Пронина, 3 — веерная линейка — первый лист, 4 — то же, второй лист, 5 — номограмма, 6 — радиусная линейка)	364
Предметный указатель	372

ИВАН ПАВЛОВИЧ КУШНАРЕВ,
ПЕТР ИВАНОВИЧ КУШНАРЕВ,
КСЕНИЯ МАКСИМОВНА МЕЛЬНИКОВА

**МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ**

Редактор *И П Кушнарев*
Редактор издательства *В. И. Макеев*
Переплет художника *В. У. Полякова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *О. Ю. Трененок*
Корректор *Р. А. Слобоженко*

ИБ № 4628

Сдано на фотонабор 29.09.83. Подписано в печать 15.08.84.
Т-14438. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная
Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 23,5.
Усл. кр.-отт 23,75. Уч.-изд. л. 27,4. Тираж 4200 экз.
Зак. 1652/8723—1. Цена 1 р 60 к.

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

Набрано в Ленинградской типографии № 2 головном пред-
приятии ордена Трудового Красного Знамени Ленинград-
ского объединения «Техническая книга» им. Евгении
Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли.

198052, г. Ленинград, Л-52, Измайловский проспект, 29.

Отпечатано с фотоплимерных форм в Ленинградской
типографии № 4 ордена Трудового Красного Знамени
Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Ев-
гении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книж-
ной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14

1 р.60 к.

4672

10201 ✓

НЕДРА