

ОЧЕРКИ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ
СЛОЖНО-
ДИСЛОЦИРОВАННЫХ
ТОЛЩ



ОЧЕРКИ
СТРУКТУРНОЙ
ГЕОЛОГИИ
СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ
ТОЛЩ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Под редакцией В. В. БЕЛОУСОВА и В. В. ЭЗА

2172



МОСКВА
«НЕДРА»
1977



Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. Издание второе, переработанное и дополненное. Под ред. В. В. Белоусова и В. В. Эза. М., «Недра», 1977. 271 с.

Книга посвящена анализу специфики структуры сложнодислоцированных толщ неметаморфизованных и метаморфических пород, описанию встречающихся в них структурных форм и рассмотрению условий их образования. Работа состоит из девяти глав, подчиненных единому плану. Читатель последовательно знакомится, начиная с элементов деформации, со все более сложными структурными формами и суммарными результатами процессов деформации толщ в различных горизонтах складчатых зон на разных этапах их развития.

Книга рассчитана на широкий круг читателей: тектонистов, геологов-съемщиков, работающих в областях развития сложных геологических структур разного масштаба, студентов геологических специальностей.

Табл. 6, ил. 139, список лит. — 466 назв.

О $\frac{20802-253}{043(011)-77}$ 42-77

© Издательство «Недра», 1977

В отечественной геологической литературе есть ряд книг, содержащих хорошие описания обычных форм залегания горных пород — первичных, складчатых, разрывных, связанных с движением магмы или вызванных поверхностными процессами. Однако почти нигде ничего не говорится о тех особых структурных формах, с которыми геолог сталкивается в чрезвычайно сильно дислоцированных толщах пород, где слоистость маскируется кливажем, где складки расплющены настолько, что от них остаются лишь трудно распознаваемые фрагменты, где течение пород приводит к образованию тектонических покровов и так называемых меланжей. Это упущение, вероятно, объясняется тем, что до недавнего времени советские геологи мало соприкасались с подобного типа структурами: на территории СССР, по-видимому, немного таких складчатых зон, в которых неметаморфизованные породы столь сложно деформированы, а области, сложенные сильно метаморфизованными породами, где сложные структуры широко распространены, детально почти не изучались.

Сейчас положение изменилось, возрос интерес к древним метаморфическим толщам кристаллических щитов, в пределах которых стали проводиться детальные геологические съемки. Наблюдается переход к более детальным масштабам исследований и в районах сложного строения в местах развития неметаморфизованных осадочных пород; к таким районам часто приурочены рудоносные жильные тела.

Во все более широком объеме проводят исследования советские геологи в зарубежных странах, где они подчас сталкиваются с гораздо более сложными структурными условиями, чем те, которые обычны для нашей страны (например на Балканах или в Северной Африке широко развиты тектонические покровы с большими амплитудами перемещения).

Все это вместе взятое заставляет считать, что настало время отнестись с большим вниманием к формам залегания горных пород, развитых в областях особенно сложного тектонического строения, и уделить описанию и рассмотрению условий их образования соответствующее место в нашей геологической литературе.

Авторы этой книги делают в этом направлении первый шаг, описывая особенности структур, характерных для толщ, подвергшихся значительным деформациям, в том числе и повторным.

Хотя каждая глава настоящей книги имеет своего автора, были приложены усилия к тому, чтобы книга была не сборником независимых статей, а цельным изложением, подчиненным единому плану. У редакторов, однако, не было намерения полностью искоренить всякое проявление индивидуальности отдельных

авторов, и поэтому читатель, сравнивая отдельные главы, сможет обнаружить некоторые различия в подходе к описываемым явлениям.

Книга открывается рассмотрением некоторых особенностей физического механизма крупных деформаций, происходящих в больших объемах неоднородного по строению материала. Эта глава (автор В. В. Белоусов) должна служить дополнением к тем «механическим» или тектоно-физическим очеркам, которыми обычно снабжаются руководства по структурной геологии и которые, как правило, ограничиваются рассмотрением ничтожно малых деформаций, происходящих в изотропных, однородных телах с идеальными свойствами.

В следующей главе рассматриваются мелкие структурные формы, проявляющиеся внутри отдельных слоев и возникающие на самых разных стадиях формирования и деформации слоистых толщ (автор И. В. Кириллова).

Глава, посвященная кливажу (автор М. А. Гончаров), дает возможно более полное представление о современном состоянии этой трудной и еще не решенной проблемы.

Наблюдаемый в смятых осадочных толщах переход от хорошо видимых складок по мере их расплющивания к фрагментам складок и к ложным моноклиналам описан в следующей главе (автор В. Н. Шолпо).

Подробно рассмотрены различные проявления покровной и «меланжевой» тектоники (автор И. И. Белостоцкий).

В главе, посвященной особенностям структур древних сильно метаморфизованных пород (автор В. В. Эз), показывается ошибочность распространенного мнения о простоте их залегания и приводятся примеры многократного наложения друг на друга складчатостей разного направления и характера.

Все главы книги являются вполне оригинальными. Они основываются на личных наблюдениях авторов или на их личной интерпретации известных в литературе данных.

Общее редактирование книги осуществлялось В. В. Белоусовым и И. В. Кирилловой.

Хотя авторы далеки от мысли, что им удалось описать и рассмотреть все особенности строения сложнодислоцированных толщ, они будут удовлетворены, если их книга в некоторой мере облегчит работу советских геологов в трудных для структурной расшифровки районах.

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

После выхода первого издания авторы получили ряд отзывов на книгу, замечаний и предложений. Кроме того, появился новый фактический материал, возникли новые идеи. Все это побудило авторов подготовить второе, существенно переработанное и дополненное издание.

Глава I дополнена материалом, освещающим роль воды и газа в тектонических деформациях. Перекомпонованы главы II и III. Существенно изменилось содержание главы IV, в которой вопросы происхождения кливажа рассмотрены на основе новейших данных. Дополнены некоторым новым материалом главы V и VI. Написана новая глава VII, в которой на конкретных примерах показана роль глубинных разломов — этих важнейших структурных элементов в истории геологического развития и формирования структуры континентальной коры. В главе VIII сокращено описание геометрии структур, но введены разделы, в которых показана связь структурного развития метаморфических комплексов с эволюцией их вещественного состава. Глава IX написана заново в более компактном виде; в ней подчеркнуты основные, наиболее общие закономерности формирования геологической структуры и опущены второстепенные детали.

Как и при подготовке первого издания, редакторы, заботясь о цельности изложения и подчиненности его единому плану, старались в то же время сохранить в каждой главе специфику взглядов авторов и их подход к описываемым явлениям.

В. В. Белоусов
В. В. Эз

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Разработанная в физике твердого тела и механике теория деформаций ограничивается преимущественно малыми деформациями, происходящими в однородных и изотропных телах, а теория разрушения твердых тел ограничивается рассмотрением лишь процесса заложения трещины и не описывает дальнейшее ее развитие. Между тем геологические структуры всегда являются результатом больших деформаций. Они развиваются в пределах огромных объемов горных пород, для которых характерна неоднородность строения. Тектонические разрывы, образовавшись, развиваются, растут и при этом часто одновременно с пластической деформацией, продолжающейся в окружающей среде. Тектонические силы прикладываются не к отдельным точкам на поверхности тех или иных объемов пород, а сразу к значительным площадям на тех же поверхностях. Несомненно, большую роль в тектонических деформациях играют объемные силы гравитации — тем большую, чем больше объемы пород, вовлеченных в деформацию. Механические свойства горных пород меняются не только с изменением температуры, всестороннего давления и возникающих в них напряжений, но и в зависимости от состава и свойств содержащихся в породах жидкостей и газов.

В этой главе рассматриваются основные особенности деформаций, развивающихся при перечисленных выше условиях. Указываются отдельные факторы и выясняется, какое именно влияние они оказывают на ход деформации и на характер образующихся структурных форм. Содержание этой главы не может рассматриваться как теория больших тектонических деформаций; она содержит лишь первичную основу для разработки в будущем такой теории и в самой общей форме ориентирует геолога в том, как следует понимать происхождение основных особенностей тектонических структур.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ

Деформационные свойства твердых тел (модули Юнга и сдвига, вязкость, прочность) меняются с изменением температуры, всестороннего давления, величины и длительности действия напряжений, а также от скорости деформации (табл. 1—5). Когда горная порода подвергается длительному деформированию или деформирование ее неоднократно возобновляется, вполне вероятно, что на разных стадиях процесса деформирования свойства породы могут оказаться разными. Различия могут возникать также и от изменений глубины залегания породы (в результате накопления новых пород или, наоборот, размыва), температуры, величины тектонических сил, скорости деформирования. Поэтому одна и та же порода в разное время может быть то хрупкой, то пластичной.

Из табл. 1 например, видно, что породы, известные под одним петрографическим названием, имеют различные упругие характеристики. Это связано с их несколько различным минералогическим составом и с особенностями структуры.

Табл. 2 показывает, что при увеличении всестороннего давления модуль Юнга увеличивается.

Таблица 1

Модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (ν) для некоторых горных пород при нормальной температуре и 0,1 МПа (по Ф. Берчу)

| Порода | E , ГПа | ν | Порода | E , ГПа | ν |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Андезит | 40—54 | 0,16—0,18 | Габбро | 58—108 | 0,11—0,27 |
| Анортозит | 82 | 0,26 | Гнейс | 3—29 | 0,03—0,15 |
| Базальт | 45—111 | 0,22—0,25 | Гранит | 21—61 | 0,04—0,27 |
| Диабаз | 72—116 | 0,10—0,28 | Известняк | 17—79 | 0,16—0,32 |
| Диорит | 55—87 | — | Песчаник | 6—100 | 0,06—0,11 |
| Дунит | 89—195 | 0,27—0,40 | | | |

Таблица 2

Изменение модуля Юнга (E) при различном всестороннем давлении по отношению к модулю Юнга при давлении 0,1 МПа (E_0) (величина E/E_0) (по Ф. Берчу)

| Порода | Всестороннее давление, МПа | | | |
|----------|----------------------------|-----|-----|------|
| | 30 | 90 | 200 | 400 |
| Базальт | 1,25 | 1,5 | 1,7 | — |
| Базальт | 1,4 | 1,6 | 1,8 | 1,95 |
| Габбро | 1,1 | 1,4 | 1,8 | 2,1 |
| Габбро | 1,5 | 2,1 | 2,6 | 3,2 |
| Песчаник | 1,1 | 1,3 | 1,5 | — |

Таблица 3

Вязкость образцов горных пород при комнатной температуре (по М. В. Гзовскому)

| Порода | Всестороннее давление, МПа | Максимальные касательные напряжения ($\tau_{\text{макс}}$), МПа | Вязкость, Па·с |
|-----------------------------------|----------------------------|---|-----------------------|
| Гранит | 0,1 | 14 | 10^{17} |
| Глинистый сланец | 0,1 | 8,5 | $8,5 \cdot 10^{16}$ |
| Глинистый сланец | 0,1 | 6,8 | $3,4 \cdot 10^{17}$ |
| Песчаник | 0,1 | 8,6 | $8,6 \cdot 10^{16}$ |
| Известняк | 0,1 | 70 | $> 2,0 \cdot 10^{21}$ |
| Известняк | 1000 | 338 | $2,2 \cdot 10^{13}$ |
| Известняк | 1000 | 275 | $9,3 \cdot 10^{13}$ |
| Известняк | 1000 | 220 | $3,1 \cdot 10^{14}$ |
| Гипс (сухой) | 0,1 | 21 | $2,4 \cdot 10^{18}$ |
| Гипс в насыщенном водном растворе | 0,1 | 15 | $0,4 \cdot 10^{15}$ |
| » | 0,1 | 12,5 | $1,6 \cdot 10^{15}$ |
| » | 0,1 | 10 | $2,6 \cdot 10^{15}$ |
| » | 0,1 | 9 | $5,1 \cdot 10^{15}$ |
| » | 0,1 | 8 | $6,0 \cdot 10^{15}$ |
| » | 0,1 | 7,5 | $6,36 \cdot 10^{15}$ |

| Порода | Всестороннее давление, МПа | Максимальные касательные напряжения (макс), МПа | Вязкость, Па·с |
|-----------------------------------|----------------------------|---|----------------------|
| Гипс в насыщенном водном растворе | 0,1 | 6,2 | $1,44 \cdot 10^{16}$ |
| » | 0,1 | 5,1 | $3,8 \cdot 10^{16}$ |
| » | 100 | 15 | $6,0 \cdot 10^{13}$ |
| » | 100 | 12,5 | $2,7 \cdot 10^{14}$ |
| » | 100 | 10 | $1,47 \cdot 10^{15}$ |
| Каменная соль | 0,1 | 3 | $3,0 \cdot 10^{16}$ |
| То же | 0,1 | 1 | $2,0 \cdot 10^{17}$ |

Таблица 4

Кратковременная прочность сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре (по М. В. Гзовскому)

| Порода | На отрыв, МПа | На скалывание, МПа | | |
|------------------|---------------|--------------------|--------------|------------------------|
| | | минимальная | максимальная | средняя статистическая |
| Гранит | 3 | 60 | 180 | 75 |
| Диабаз | 5 | 65 | 230 | 90 |
| Кварцит | 8 | 13 | 160 | 100 |
| Мрамор | 5 | 12 | 130 | 50 |
| Песчаник | 2-6 | 20 | 75 | — |
| Глинистый сланец | 3-4 | 180 | 26 | — |
| Каменная соль | 1,5-5 | 9 | — | — |

Таблица 5

Прочность на скалывание горных пород (МПа) при различном всестороннем давлении (по Дж. Хэндину)

| Порода | Всестороннее давление, ГПа | | | | |
|---------------|----------------------------|-----|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Базальт | 290 | 750 | 1300 | 1400 | 1700 |
| Обсидиан | 380 | 800 | 1200 | 1400 | 1500 |
| Пироксенит | 270 | 630 | 900 | 1200 | 1400 |
| Известняк | 100 | 340 | 570 | 680 | 720 |
| Каменная соль | 90 | 180 | 220 | 240 | 290 |

В табл. 3 сведены весьма скудные имеющиеся данные о вязкости горных пород при комнатной температуре, но различных всестороннем давлении и касательном напряжении. На примере глинистого сланца, известняка и гипса хорошо видна зависимость вязкости от касательных напряжений. Вязкость падает при повышении касательных напряжений и возрастает с понижением последних. Вязкость известняка, например, при увеличении касательных напряжений с 220 до 338 МПа падает почти в полтора раза.

Вязкость также сильно зависит от температуры. С подъемом последней вязкость падает. М. П. Волярович исследовал вязкость некоторых пород при температурах, близких к температуре их плавления, и нашел, что вязкость дацита падает от 10^9 Па·с при 1000°C до $10^{6.5}$ Па·с при 1100°C , вязкость андезита уменьшается от 10^{10} Па·с при 900°C до $10^{8.5}$ Па·с при 1150°C , а вязкость базальта снижается от 10^9 Па·с при 1000°C до $10^{7.5}$ Па·с при 1200°C .

Расплавленный оливиновый базальт при температуре 1300°C имеет вязкость $17,3$ Па·с, а при 1400°C его вязкость падает до 12 Па·с. Кислая лава (обсидиан) в расплавленном состоянии имеет значительно бóльшую вязкость (до $4,4 \cdot 10^5$ Па·с при 1400°C).

Определения суммарной вязкости природных толщ горных пород не вышли из стадии первых чрезвычайно грубых попыток. По В. А. Магницкому, вязкость всей земной коры в целом равна 10^{19} — 10^{21} Па·с и имеет период релаксации от десятков до тысяч лет.

М. В. Гзовский (1963) считает, что природные толщи пород могут быть разделены на четыре категории. В первую категорию входят комплексы пород с наименьшей вязкостью: глины, соли, гипсы, тонкослоистые алевритито-глинистые толщ. Их вязкость при увеличении напряжений от малой величины до 15 МПа изменяется от $10^{17.5}$ до 10^{14} Па·с. Вторая категория представлена тонкослоистыми известняково-мергелистыми, песчано-глинистыми толщами. Их вязкость при тех же условиях изменяется от $10^{18.5}$ до 10^{15} Па·с. Третья категория состоит из слабослоистых песчаниковых, конгломератовых, карбонатных, вулканогенных, а также ранее сильно дислоцированных и слабо метаморфизованных песчано-глинистых толщ (изменение вязкости от 10^{20} до 10^{17} Па·с). К четвертой категории относятся граниты, другие интрузивные породы, гнейсы и кристаллические сланцы. Вязкость этих пород при касательных напряжениях 15 — 20 МПа равна 10^{18} — 10^{19} Па·с. Однако эти цифры характеризуют вязкость при комнатной температуре и сухой среде. При более высоких температурах и в присутствии растворов вязкость сильно уменьшается (вероятно, на несколько порядков), что особенно сказывается в условиях метаморфизма.

Прочность на скалывание с увеличением всестороннего давления возрастает (см. табл. 5). Следует, однако, иметь в виду, что в условиях земной коры повышение всестороннего давления обычно происходит при одновременном повышении температуры и активности растворов, что приводит к снижению прочности пород на скалывание с нарастанием глубины.

Чрезвычайно бóльшую роль в определении деформационных свойств горных пород играют содержащиеся в порах породы вода и водные растворы. Их присутствие сильно понижает вязкость породы, ее сопротивляемость деформационным силам. Порода приобретает бóльшую текучесть. Хорошо известны пльвуны — пески, насыщенные водой, превратившиеся в текучую массу. При скольжении одних участков пород по другим вода действует как смазка, сильно уменьшая трение.

Эксперименты показали, что при нагревании гипса до 100°C , серпентинита до 500 — 600°C происходит их дегидратация, конституционная вода выделяется в поры и предел пластичности их значительно снижается. Например, для серпентинита при всестороннем давлении 350 МПа и температуре 25°C предел пластичности равен 550 МПа касательных напряжений. При нагревании до 500°C он понижается до 350 МПа, а при 600°C падает до 150 МПа. Но такое увеличение мягкости породы сохраняется только до тех пор, пока выделявшаяся из минералов конституционная вода остается в порах. Если дать воде совсем выйти из породы, предел пластичности сразу повышается.

Свойства пород меняются не только с изменением термодинамических условий, но и в процессе деформации в связи с тем, что различные зерна, из которых состоит порода, деформируются обычно не одновременно, а последовательно.

Минеральные зерна, входящие в состав породы, имеют разную вязкость и прочность. Зерна могут быть соединены цементом более или менее прочно. При приложении сил менее вязкие участки породы деформируются скорее. Это ведет к сближению более вязких зерен между собой и выжиманию менее вязкого материала из промежутков между ними. И на том участке, где более вязкие зерна придут в соприкосновение друг с другом, вязкость породы повысится. С другой стороны, менее прочные участки могут начать разрушаться, когда в других местах еще продолжается пластическая деформация. Разрушение некоторых зерен приведет к концентрации напряжений на других зернах и, следовательно, к ускорению деформации в них. Таким образом, в процессе деформации вязкость породы в целом может неоднократно то снижаться, то возрастать.

Следует отметить также, что при ориентированном расположении минеральных зерен (т. е. при наличии линейности, сланцеватости или полосчатости) свойства породы в разных направлениях различны, и различия эти могут достигать значительной величины. Если в процессе деформации расположение зерен меняется, изменяется и степень механической анизотропии.

Учитывая все сказанное, следует заключить, что имеющиеся в литературе и частично приведенные выше данные о деформационных свойствах горных пород весьма приближены и могут служить только для самой грубой ориентировки. Наибольшее значение имеют сведения, указывающие на характер изменения тех или иных свойств с изменением условий (температуры, давления, величины напряжений, скорости деформации). Но таких сведений чрезвычайно мало, и в этом направлении все исследования еще впереди. Сейчас можно лишь сказать, что повышение температуры в общем ведет к понижению вязкости горных пород и их прочности на скалывание. С понижением температуры вязкость и прочность на скалывание возрастают. Понижение вязкости вызывается и возрастанием касательных напряжений.

Повышение всестороннего давления увеличивает вязкость и прочность, в особенности на отрыв. Следовательно, совместное действие температуры и всестороннего давления ведет к тому, что, начиная с некоторой глубины под поверхностью, горные породы разрушаются преимущественно путем вязкого скалывания, тогда как близ поверхности проявляется и отрыв. Это объясняет преобладание вязких сколов в геологической обстановке.

Замедление деформаций влияет в общем в том же направлении, что и повышение температуры: оно способствует развитию пластических деформаций даже в породах с высокой вязкостью, а также образованию в них разрывов вязкого скалывания в большей мере, чем хрупких отрывов.

Следует, кроме того, учесть, что если мы в дальнейшем и получим более полные сведения о деформационных свойствах отдельных горных пород в разных условиях, перед нами возникнут новые трудности, которые необходимо будет преодолеть, чтобы перейти от свойств небольших образцов горных пород «лабораторного размера» к свойствам больших массивов и толщ горных пород, слагающих земную кору. Свойства внутренне неоднородного большого массива пород не являются результатом суммирования свойств отдельных входящих в массив пород, так же как свойства породы не создаются путем простого суммирования свойств отдельных минеральных зерен.

Представим себе толщу, состоящую из перемежающихся пород разной вязкости. Эта толща, подвергаясь сжатию в направлении, параллельном слоям, сминается в складки. Пока слои с большей вязкостью сохраняют свою цельность, они образуют как бы костяк всей толщ, и именно их вязкость определяет при данных напряжениях скорость деформации и форму образующихся складок. Но предположим далее, что через некоторое время вязкие слои разламываются. Это может произойти в результате все большей концентрации напряжений в вязких слоях в замках складок, где в связи с высокой вязкостью материала напряжения не успевают достаточно быстро релаксироваться. Теперь твердые слои превращаются в не связанные друг с другом обломки, плавающие в менее вязкой массе. Очевидно, что с этого времени деформация всей толщ подчиняется уже свойствам менее вязких слоев: она ускорится и форма складок изменится. Некоторые другие особенности деформаций больших объемов пород будут рассмотрены ниже.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Только пластическая деформация малого размера, происходящая в изотропном и идеально однородном теле и развивающаяся в течение короткого промежутка времени, бывает вполне однородной, т. е. такой, когда все части тела деформируются одинаково. Если пластическая деформация превышает некоторую величину и тем более происходит в теле значительных размеров, в ее развитии обычно проявляется неравномерность: одни участки тела деформируются быстрее, другие отстают.

Первоначальный толчок к неравномерности деформации, вероятно, дают неоднородности в строении деформируемого тела, наличие в нем ослабленных участков. Однако возможно, что неравномерность деформации и не связана с первичными неоднородностями среды, а имеет чисто энергетическую природу, поскольку концентрация большой и относительно быстрой деформации в ограниченных участках тела энергетически «выгодней», чем равномерно распределенная по всему объему малая и медленная деформация. Концентрация деформации означает концентрацию напряжений, что в свою очередь, как мы видели, ведет к понижению вязкости. Поэтому на концентрированную деформацию определенного размера требуется затрата меньшей энергии, чем на рассеянную деформацию того же суммарного размера. В этих условиях процесс концентрации деформации, раз начавшись, должен развиваться лавинообразно.

При растяжении пластичного тела проявлением «неустойчивости» деформации является образование шейки. Растягиваемый пластичный стержень деформируется равномерно только вначале, пока деформация еще очень невелика. По мере того как деформация возрастает, она концентрируется в некоторой зоне стержня, и эта зона становится все более узкой (рис. I-1, а). В зоне концентрации сечение стержня сокращается, что при сохранении величины нагрузки ведет к соответствующему повышению напряжений. В результате вязкость в зоне узкого сечения падает и это приводит к лавинообразному ускорению процесса деформации. Последняя заканчивается разрывом, когда напряжения достигают предела прочности (рис. I-1, б).

«Шейки» образуются и в слоях горных пород, подвергаемых растяжению. Полнее механизм этого явления применительно к тектонической обстановке будет рассмотрен ниже.

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при сжатии. Особенно яркое ее выражение наблюдается при сжатии тонких пластин (как

упругих, так и пластичных) в направлении их плоскости (продольное сжатие). Пластины деформируются вполне равномерно (т. е. сокращаются в направлении сжатия и утолщаются в перпендикулярном направлении) лишь в самом начале деформации, а затем теряют устойчивость и изгибаются. В геологической обстановке именно так образуются «складки продольного изгиба», т. е. изгибы слоев горных пород, образовавшиеся под влиянием сжатия, направленного параллельно слоям. Складки продольного изгиба возникают тогда, когда изгиб требует меньшей затраты работы, чем равномерное сокращение слоя в одном направлении и утолщение его в другом без изгиба. Для каждой породы и данных условий (температуры, всестороннего давления, величины напряжений) существует некоторая критическая толщина слоя. Когда слой оказывается

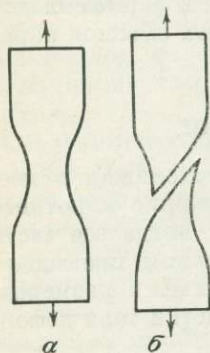


Рис. 1-1. Растяжение пластичного стержня. а — образование «шейки», б — трещина вязкого скалывания

толще, он деформируется без изгиба, когда же он тоньше критической толщины, он сминается в складки. При переходе от одной породы к другой с иной вязкостью меняется и критическая толщина слоев. Чем ниже вязкость породы, тем более тонкие слои могут при продольном сжатии деформироваться без изгиба. Но и в тех случаях, когда продольное сжатие вызывает изгиб слоя, наряду с изгибом обычно происходит и равномерная деформация слоя (мы можем назвать ее продольным сплющиванием). Следовательно, сокращение горизонтальной проекции слоя при его продольном сжатии осуществляется комбинированным действием двух одновременно развивающихся процессов: изгиба и равномерного продольного сплющивания. Однако относительная роль этих двух процессов в разных случаях весьма различна. Сокращение горизонтальной проекции слоя в результате только продольного сплющивания или только изгибания в складки представляет крайние случаи. Первый может проявиться в очень

толстых слоях пород с низкой вязкостью, второй в чистом виде проявляется в тонких слоях наиболее твердых пород.

Важное значение имеет то обстоятельство, что между слоями всегда существуют разделы, которые представляют поверхности облегченного скольжения. Благодаря этому слои могут деформироваться в определенной мере самостоятельно. Степень самостоятельности определяется размером трения между ними. Усиление трения равносильно в механизме изгибания увеличению мощности отдельных слоев. При слабом трении мощные толщи сминаются в складки почти так же легко, как изолированные тонкие слои.

Мы видим, что размер складок зависит от ряда факторов: толщины слоев, трения между ними, вязкости пород, различий между вязкостями соседних слоев. Для больших складок имеет значение и сила тяжести. Последняя определяет максимальный возможный размер складок. Чем крупнее складка, тем большие напряжения необходимы для преодоления силы тяжести при ее образовании. Очевидно, что они не могут превышать предела прочности пород. Если такой предел будет достигнут, складка сама себя раздавит (имеются в виду складки, отражающиеся в изгибании поверхности рельефа).

Известны попытки развить физическую теорию изгибания вязких слоев, находящихся под влиянием продольных сжимающих усилий в поле силы тяжести (Biot, 1957, 1961; Biot, Odè, Roever, 1961; Ramberg, 1960, 1961, 1963; Ramsay, 1967, p. 374—386; Chapple, 1968). Из-за математических трудностей оказалось возможным рассмотреть лишь некоторые элементарные случаи

и среди них в первую очередь случай одного вязкого слоя, заключенного в однородную среду меньшей вязкости. В основном расчеты относятся к бесконечно малым деформациям, и результаты их экстраполируются на конечные деформации.

При таких ограничениях расчеты показывают, что из первых неправильных изгибов слоя в процессе деформации как бы отбираются наиболее выгодные волны, которые растут намного быстрее других. Длина такой «доминирующей» волны (т. е. совместной ширины смежных антиклинали и синклинали) определяется выражением

$$L_d = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{\eta}{6\eta_1}},$$

где L_d — длина «доминирующей» волны; h — толщина слоя; η — вязкость слоя; η_1 — вязкость вмещающей среды.

По мере того как складки растут, скорость их роста увеличивается сначала медленно, потом все быстрее, что позволяет говорить о наступлении момента «взрывного» складкообразования. Чем больше различия между вязкостью слоя и вмещающей среды, тем при меньшей величине деформации наступает такой «взрыв» складкообразования. Напротив, если вязкости слоя и вмещающей среды близки, складки вообще не образуются. Расчеты для условий, сходных с природными, показывают, что «взрывное» складкообразование должно наступить через десятки или одну сотню тысяч лет после начала сжатия.

Первая попытка расчетов, сделанная для конечных деформаций (Chapple, 1968), показала, что подход, основанный на расчете бесконечно малых деформаций, становится неприемлемым после того, как углы на крыльях складок достигли 15° . С этого момента механизм отбора «доминирующей» волны перестает действовать. Кроме того, расчеты показали, что принципиальное изменение условий образования складок наступает, когда углы на их крыльях достигают $60-65^\circ$: если до того материал, подстилающий сминаемый слой, засасывался в замок складки, теперь он из него выжимается. Если вязкость слоя в процессе деформации не меняется, то по тем же расчетам должны широко распространиться веерообразные складки. Если же они встречаются не столь часто, то это свидетельствует об уменьшении величины вязкости горных пород с концентрацией напряжений. Поскольку максимальная концентрация напряжений происходит в замках складок, именно здесь максимально падает вязкость, что и ведет к образованию острых складок вместо округлых веерообразных.

Все эти расчеты имеют весьма условное отношение к действительности. Некоторой природной, но все же весьма приближительной моделью единичного слоя, сминаемого в однородной вязкой среде, могут служить пегматитовые складки жил среди различных пород. Такие складки отнюдь не являются центральным объектом в проблеме складкообразования. Мощные слоистые складчатые толщи являют картину гораздо более сложного строения, чем принятую в расчетах. Наиболее существенный недостаток последних заключается в том, что они не учитывают расплющивания слоев в направлении сжимающей силы, ограничивая процесс изгибанием слоя. Между тем расплющивание начинается уже при горизонтальном залегании слоев, но особенно проявляется позже, когда слои приобретают наклон, достаточный, чтобы возникла заметная составляющая силы сжатия, направленная нормально к слоям. В этих условиях слои в меру своей вязкости расплющиваются на крыльях складок, и их материал нагнетается в замки. Складкообразование почти всегда представляет

собой процесс, в котором сочетаются изгиб и расплющивание, причем последнее обычно играет значительную роль.

Общий результат смятия в складки продольного изгиба серии слоев состоит в сокращении размеров всего слоистого массива в направлении сжимающих сил (обычно в направлении, перпендикулярном к осевым поверхностям возникающих складок) и в удлинении параллельно осевым поверхностям перпендикулярно к шарнирам.

Деформация того же плана в аналогичных условиях сжатия произойдет и в неслоистом теле: оно также сократится в направлении сжатия и удлинится

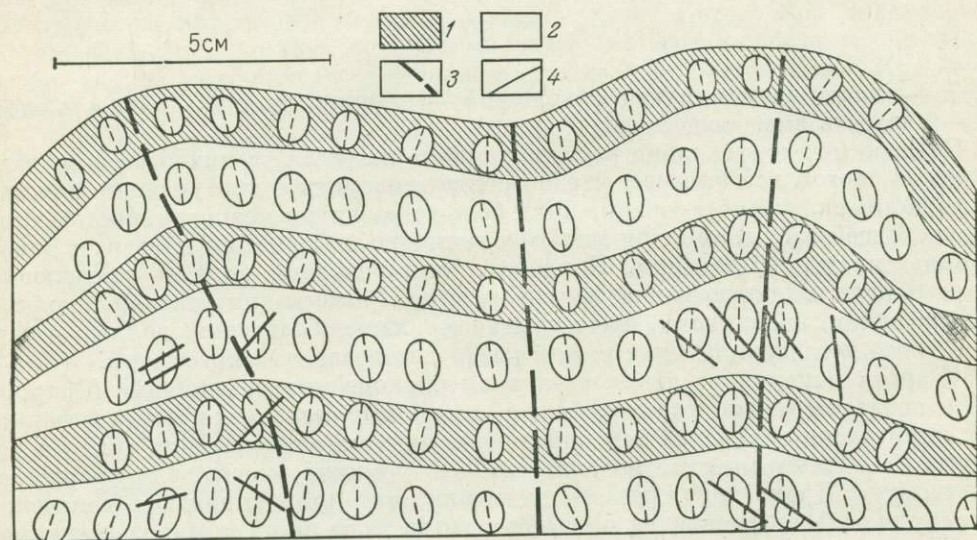


Рис. 1-2. Распределение деформаций в слоях, подвергнутых продольному изгибу. Модель из петролатума - Опыт Т. М. Гейтнер.

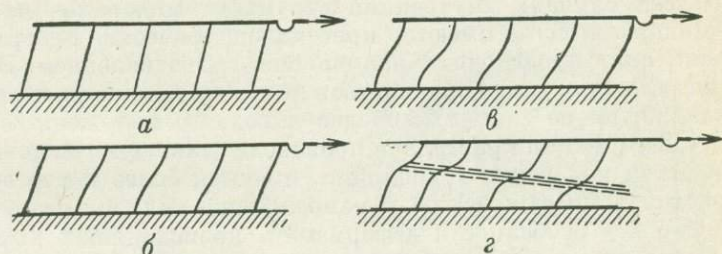
1 — более вязкие слои; 2 — менее вязкие слои; 3 — оси складок; 4 — разрывы слоя

перпендикулярно к нему. Но в неслоистом теле деформация произойдет путем скольжения (межзернового или внутриззернового) по поверхностям, определяемым максимальными тангенциальными напряжениями, тогда как в слоистом массиве тот же результат достигается изгибанием слоев со скольжением их друг по другу. Только внутри слоев деформация происходит путем скольжения по плоскостям максимальных касательных напряжений, но положение осей деформации в пространстве меняется в пределах складки, почти всюду отличаясь от тех направлений сокращения и удлинения, которые отвечают деформации всего массива в целом.

На рис. 1-2 изображен результат эксперимента со слоистой неоднородной пластичной средой, подвергнутой продольному сжатию. Заштрихованные слои — более вязкие, незаштрихованные — менее вязкие. На боковых поверхностях образца, когда слои были еще горизонтальны, были нарисованы круги. Как мы видим, после небольшой деформации все круги превратились в эллипсы, и, следовательно, мы можем установить положение коротких и длинных осей деформаций в разных местах модели. Положение этих осей соответствует общему плану деформации (горизонтальное сокращение и почти вертикальное удлинение).

ние) лишь в замках складок. В других местах оно всюду отклоняется от такого соответствия. При этом в более вязких слоях наблюдается тенденция к образованию в антиклинальных складках веера длинных осей эллипсов, открытого кверху, тогда как в менее вязких слоях наблюдается обратная тенденция. По-видимому, вытянутость эллипсов образовалась в основном еще в горизонтальных слоях, когда они подверглись продольному сплющиванию. В дальнейшем эллипсы в более вязких слоях поворачивались вслед за изгибами слоев, веерообразно развертываясь в сводах антиклиналей, поскольку в этих слоях деформация почти полностью ограничивалась изгибом. В менее вязких слоях изгиб сопровождался расплющиванием материала на крыльях складок и перетеканием его в замки. Это выразилось в повороте длинных осей эллипсов в сторону последних. Местами возникли мелкие разрывы, рассекающие эллипсы.

Рис. 1-3. Стадии развития неустойчивости сдвиговой деформации (а — з). По В. В. Белоусову и К. И. Кузнецовой (1949)



Неустойчивость пластической деформации проявляется и при сдвиге. После того как деформация достигнет заметной величины, она начинает концентрироваться в некоторой зоне и последняя становится все уже (рис. 1-3). Процесс концентрации и ускорения деформации заканчивается вязким разрывом, как и при образовании шейки.

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОГО СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ТОЛЩ

Неоднородность строения горных пород и их комплексов существенно влияет на развитие и результат пластических деформаций. Неоднородность связана с зернистостью, первичной трещиноватостью, слоистостью и анизотропной кристаллической структурой зерен.

В связи с тем что большинство горных пород зернисты, деформации в них могут происходить путем либо межзернового, либо внутризернового скольжения. Межзерновое скольжение характерно для осадочных пород, цемент которых менее прочен, чем зерна. В этих случаях при деформации породы зерна ее не деформируются, а лишь перемещаются относительно друг друга. Перемещения их происходят по поверхностям, возможно более близким к плоскостям максимальных касательных напряжений. Но все же эти поверхности, приспособляясь к границам между зернами, отклоняются от идеального направления. В случае грубозернистых пород (например, конгломератов) такие отклонения могут быть значительными. При межзерновом скольжении зерна катятся друг по другу и вращаются, особенно если они округлы. Плоские зерна поворачиваются, стремясь в пределе занять наиболее устойчивое положение, которое достигается, когда длинная их сторона окажется параллельной поверхности скольжения.

При внутризерновом скольжении каждое зерно деформируется так же, как вся порода. Деформация захватывает, следовательно, кристаллическую решетку.

Внутризерновое скольжение происходит в породах, в которых прочность цемента не меньше, чем прочность зерен, или в породах, представляющих собой плотные агрегаты более или менее одинаковых по свойствам кристаллов. Если последние распределены беспорядочно, без преимущественной ориентировки, деформация внутри кристаллов происходит путем перемещений по поверхностям скольжения, статистически наиболее близким к плоскостям максимальных касательных напряжений. Если же в расположении кристаллов имеется ориентировка, перемещения (трансляции) происходят по «компромиссным» направлениям между направлениями максимальных касательных напряжений и наиболее легкого скольжения, определяемого ориентировкой минералов. Во всех случаях внутренняя структура минералов влияет на деформацию. В минерале всегда имеются кристаллографические поверхности, вдоль которых трансляция происходит с наименьшим сопротивлением. В процессе деформации кристаллы могут поворачиваться до тех пор, пока эти поверхности облегченного скольжения не займут наиболее выгодного положения.

Деформация кристаллов происходит также путем двойникования. Для последнего, как и для трансляции, имеются более и менее выгодные положения кристалла по отношению к направлению сил, вызывающих деформацию. Подробно все особенности деформаций, происходящих внутри кристаллов, рассматриваются в специальных курсах кристаллофизики и петротектоники.

В некоторых случаях внутризерновое скольжение заменяется раздроблением зерен (катаклиз), после чего происходит перераспределение возникших малых зерен, как при межзерновом скольжении.

Наконец, изменение формы зерна происходит путем перекристаллизации. Возможно, что перекристаллизация является главным процессом, ведущим к ориентировке кристаллов в породе. «Принцип Рикке» указывает на влияние неравностороннего давления на растворимость и перекристаллизацию минералов. Грани кристаллов, находящиеся под большим давлением, растворяются в имеющейся в породе воде, а на гранях, находящихся под меньшим давлением, тот же материал из раствора кристаллизуется. В результате размеры кристалла в направлении большего сжатия уменьшаются, а в направлении меньшего сжатия (или растяжения) увеличиваются. Кристалл как бы сплющивается, но не в результате своей внутренней деформации, а путем перемещения материала с одних граней на другие.

Таким образом, при межзерновом скольжении деформация породы происходит в результате перегруппировки зерен, но последние, хотя и поворачиваются, не испытывают внутренних деформаций. При межзерновом скольжении у плоских и призматических зерен имеется тенденция ориентироваться параллельно скольжению, т. е. приблизительно параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений.

При внутризерновой деформации, как бы она ни происходила — путем трансляции, двойникования, катаклаза или перекристаллизации, — каждое зерно испытывает деформацию того же плана, что и вся порода в целом: оно уменьшает свои размеры в направлении сжимающих напряжений и увеличивается в размерах в направлении меньшего сжатия или растяжения. Таким образом, длинные оси минералов в этом случае ориентируются не параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений, а перпендикулярно к оси максимального сжатия.

Помимо того что межзерновое скольжение преобладает в относительно более рыхлых породах, тогда как внутризерновое скольжение — в относительно более плотных, следует отметить, что межзерновое скольжение более свойственно поверхностным областям земной коры, где гидростатическое давление низко, тогда как внутризерновое скольжение характерно для более глубоких областей, где гидростатическое давление велико. Внутризерновое скольжение типично для метаморфических толщ, подвергшихся деформации в обстановке высоких давлений и температур.

Повсеместно в развитии тектонических деформаций проявляются неравномерности более крупного масштаба, чем зернистость. Они выражаются в «кусковом» (или «глыбовом») характере деформаций. Деформируемая порода оказывается разделенной на крупные куски, измеряемые десятками сантиметров, которые внутри себя почти не деформируются, а вся деформация оказывается сосредоточенной на границах между кусками. Куски при этом только поворачиваются.

На рис. 1-4 изображена складка, общий изгиб слоев в пределах которой вызван не столько пластической деформацией изгиба, сколько относительным смещением кусков, на которые распадаются слои. Края кусков сильно перетерты и раздроблены: мелкораздробленным материалом заполнены и промежутки между кусками, что свидетельствует о том, что именно здесь концентрировалась деформация.

Кусковой характер тектонических дислокаций, считающихся обычно пластичными, до сих пор мало привлекал к себе внимание. Между тем многие деформации, происходящие в неглубоких областях земной коры, в условиях умеренного гидростатического давления и при невысоких температурах, являются, по-видимому, кусковыми. Здесь мы еще раз сталкиваемся с относительностью понятий. Мы уже видели, что всякая пластическая деформация связана с относительным перемещением частиц, образующих деформируемое тело. Такие перемещения могут происходить на самых разных уровнях: на молекулярном, кристаллографическом, зерновом, кусковом. При условности понятий мы имеем право и кусковую деформацию относить к разряду пластических, если при этом как бы разглядывать ее с очень большого расстояния, когда размеры отдельных кусков оказываются очень малыми по сравнению со всем деформируемым объемом.

Чрезвычайно важной особенностью осадочных, а также метаморфических и некоторых магматических пород является их слоистость. Мы уже отмечали значение слоистости в образовании складок продольного изгиба. Совершенно очевидно, что весь облик структуры земной коры был бы иным, если бы горные породы не обладали слоистостью.

РАСПРЕДЕЛЕННЫЙ ХАРАКТЕР ПРИЛОЖЕНИЯ СИЛ

В геологической обстановке силы прикладываются к породам и всегда распределены по той или иной площади. Существенное значение имеют величина этой площади и ее ориентировка по отношению к слоям. Например, если представить себе изолированный слой горной породы, как бы висящий в воздухе, и вообразить, что он подвергается растяжению двумя противоположно напра-



Рис. 1-4. Кусковая деформация при изгибе в складку. По Б. Зандеру



вленными силами, приложенными к его торцам, то очевидно, что появление одной шейки с концентрацией в ней деформации в значительной степени уменьшает деформацию других частей слоя. После появления разрыва напряжения полностью исчезнут, и деформация прекратится.

Если же силы растяжения распределены на большой площади по поверхности слоя (представить себе это состояние можно, вообразив, что слой лежит на резиновом листе, который растягивается), то каждая шейка или каждый разрыв снимают напряжения лишь в непосредственной близости, тогда как во всех других частях слоя напряжения сохраняются. Это приведет к возникновению не одной, а многих шеек и разрывов, повторяющихся на площади растяжения. Пример — растяжение слоя с большей вязкостью среди двух слоев с меньшей вязкостью, когда пачка из таких слоев подвергается раздавливанию силами, направленными нормально к слоям, и имеет возможность удлиняться вдоль слоистости (рис. I-5, а). Вследствие меньшей вязкости верхний и нижний слои начинают пластически деформироваться, когда заключенный между ними слой еще не испытывает деформации. На границах между слоями возникают силы трения, которые стремятся растянуть слой с большей вязкостью. Чрезвычайно существенно то, что силы растяжения по отношению к слою большей вязкости оказываются повсеместными в пределах всей площади растяжения: каждый участок поверхности более вязкого слоя растягивается независимо от других участков, которые также растягиваются.

Графически на рис. I-5, а повсеместное растяжение и суммирование сил трения изображено меняющимся с удалением от линии $O-O$ размером стрелок F . Однако следует отметить, что средняя линия $O-O$ условна. На самом деле растекание происходит от любой точки на поверхности твердого слоя, и «средних» линий существует бесчисленное множество.

Представим себе, что растяжение привело к образованию первой шейки. Поскольку растяжение проявляется на поверхности более вязкого слоя на всей той площади, на которой распределены приложенные к пачке слоев силы сжатия, возникшая шейка не будет препятствовать образованию и других шеек на всей указанной площади. Но расстояния между отдельными шейками не будут случайными: они будут определяться соотношением размера растягивающих сил на поверхности слоя и «сопротивляемости» последнего пластической деформации. Чтобы начала образовываться шейка, необходимо, чтобы силы растяжения, действующие на данном сечении слоя, достигли размера, обеспечивающего преодоление предела ползучести на каждой элементарной площадке сечения. Предел ползучести выражается в напряжении, т. е. в силе, действующей на 1 см^2 . Следовательно, для образования шейки на площади всего сечения слоя силы растяжения должны быть равны пределу ползучести, умноженному на сечение слоя. Если ограничиться двумерной задачей, то предел ползучести следует умножить на мощность слоя: чем больше мощность, тем больше должны быть силы растяжения для образования шейки.

С другой стороны, растяжение слоя вызывается силами трения, а величина последних, будучи прямо пропорциональной площади, на которой они действуют, растет, как видно из рис. I-5, а, с удалением от условной средней линии, от которой мягкие слои растекаются в стороны. Это означает, что чем длиннее отрезок слоя, тем больше растягивающие его силы. Поэтому должен существовать при данных свойствах и мощности слоя такой критический размер отрезка последнего, при котором силы растяжения оказываются достаточными, чтобы образовать шейку. Размером этого отрезка и определяется расстояние между соседними шейками (рис. I-5, б).

В пределах изображенного участка возникает суммарное растягивающее усилие A , которое превышает предел пластичности P_c , поэтому образуется шейка a ; после этого растяжение продолжается на отрезках Ra и aS , в пределах

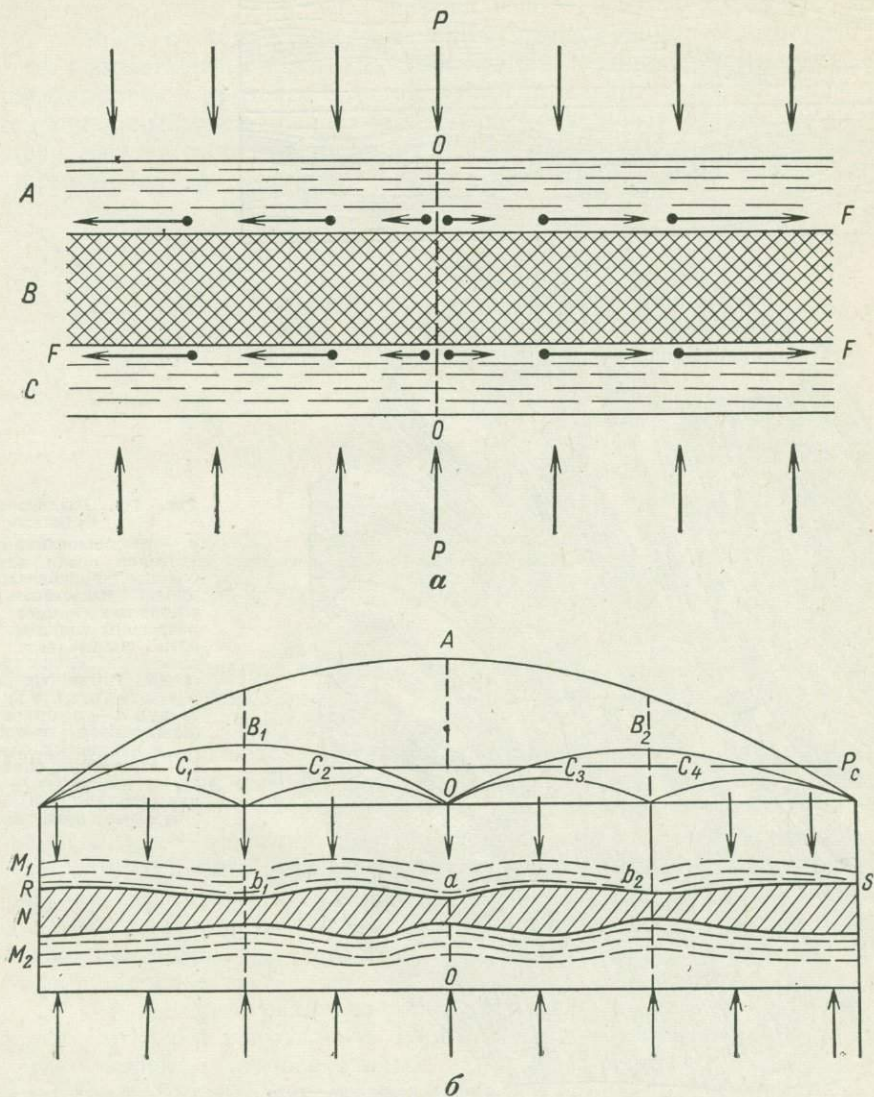


Рис. 1-5. Растяжение вязкого слоя между двумя менее вязкими при раздавливании силами, направленными нормально к слоям.

a — схема растяжения: B — более вязкий слой, A и C — менее вязкие слои, P — направление сил, вызывающих раздавливание слоев. Длина стрелки F показывает возрастание растягивающих напряжений с удалением от средней линии $O-O$; b — схема механизма раздлиннования вязкого слоя, растянутого между двумя менее вязкими слоями: N — вязкий слой, M_1 и M_2 — менее вязкие слои

которых суммарные растягивающие усилия B_1 и B_2 все еще больше предела пластичности P_c , в связи с чем образуются шейки b_1 и b_2 ; теперь растяжение сохраняется на участках Rb_1 , b_1a , ab_2 и b_2S ; напряжения в пределах этих

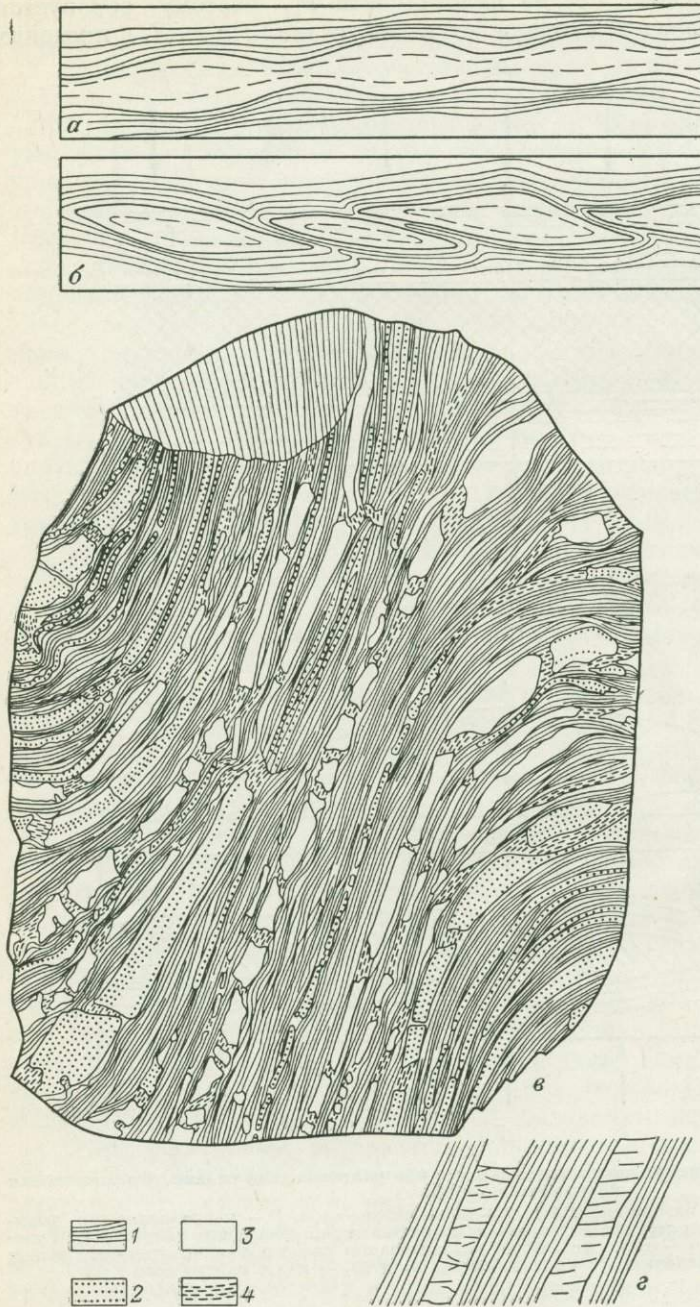


Рис. 1-6. Разлинование и будинаж.

a — разлинование слоя известняка среди глинистых сланцев (зарисовка); *б* — будинаж известняка среди глинистых сланцев, будины разделены вязкими трещинами скальвания; *в* — будинаж в слоях роговика среди глинистых сланцев Кривого Рога (по Г. В. Тохтуеву); *г* — лестничные жилы в дайках, заключенных в глинистых сланцах, 1 — глинистые сланцы, 2 и 3 — роговики, 4 — выделенные железной слюдки в межбудинных пространствах

участков C_1 , C_2 , C_3 и C_4 меньше предела пластичности P_c , и новые шейки не образуются.

Образование в слое многократно повторяющихся шеек представляет собой явление разлинзования слоя. Оно широко распространено в сильно дислоцированных толщах, состоящих из чередования слоев различной вязкости.

Когда возрастающая величина деформации, концентрирующейся во все более узкой полосе в пределах каждой шейки, приведет к разрыву, линзы разделяются и цельный слой превратится в серию отдельных кусков. Если деформация продолжится, такие куски будут раздвигаться все дальше и в промежутки между ними проникнет материал соседних более пластичных пород.

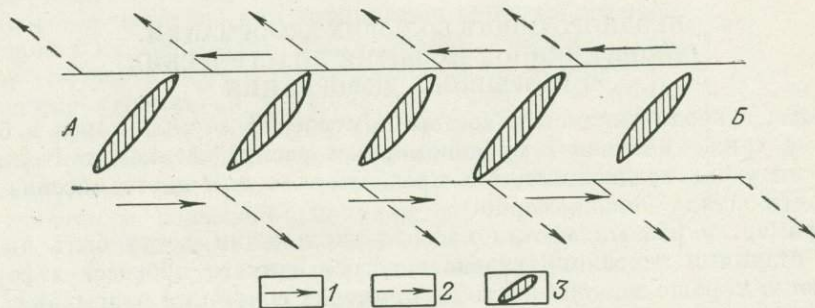


Рис. 1-7. Распределение трещин отрыва в зоне сдвига А — В.
1 — направление сдвига; 2 — направление максимального растяжения; 3 — трещины отрыва, образующие кулисную серию в зоне сдвига

Это явление разделения на куски твердых слоев, залегающих среди более мягких, называется будинажем (рис. 1-6). Отдельные куски, на которые распадается твердый слой, именуются будинами.

Будинажу подвергаются, например, песчаники и известняки среди глинистых сланцев, прослои амфиболитов среди гнейсов и т. п. Необходимо лишь, чтобы толща состояла из механически разнородных слоев и чтобы она подверглась распределенному сжатию в направлении, нормальном к напластованию.

Форма концов будин определяется характером разделивших их разрывов. Если разрывы представляют результат вязкого скалывания, последовавшего за предельным сужением шейки, то края будин будут оттянуты, а длинные оси будин несколько повернуты относительно плоскости слоя. Если же растяжение шейки завершилось отрывом, будины имеют тупое окончание. В зависимости от того, на какой стадии разлинзования произошел отрыв, углы будин могут быть более или менее закруглены. Нередко в зоне растяжения около концов будин, где создается «относительный вакуум», возникают скопления более подвижного минерального материала (чаще всего скопления образуют кальцит, кварц, аплит, пегматит), мигрирующего из окружающих пород.

Встречаются случаи (в хрупких породах), когда будинаж наступает практически без предыдущей стадии разлинзования. Тогда твердый слой разделяется на куски, в форме которых нет признаков пластической деформации. Могут быть случаи неполного будинажа, когда в слое образуются трещины растяжения, но не сквозные, и разделения на будины не происходит. К этой категории принадлежат так называемые «лестничные жилы», в которых минеральный материал скапливается в трещинах отрыва, проникающих в тело кварцевой жилы, подвергнутой распределенному растяжению среди более мягких слоев.

Разлинование и будинаж легко воспроизводятся на моделях из пластичных материалов.

Распределенное растяжение может создаваться не только в слоях, подвергнутых нормальному сжатию, но и на своде поднимающегося купола. В последнем случае каждый нижележащий слой изгибает вышележащий, подвергая его растяжению по всей его площади. Такое же распределенное приложение сил может создаться и при деформации сдвига, когда последний охватывает значительный участок пород. В этом случае сдвиг может сопровождаться многократно и ритмично повторяющимися трещинами отрыва, расположенными нормально к главной оси растяжения, т. е. под углом 45° к основной паре сил и кулисно по отношению друг к другу (рис. I-7).

НЕОДНОРОДНОСТЬ БОЛЬШИХ ДЕФОРМАЦИЙ. ОДНОВРЕМЕННОЕ РАЗВИТИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ И РАЗРЫВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

В связи с неоднородностью состава и строения горных пород в больших объемах, а также в связи с неравномерным распределением тектонического воздействия развитие дислокаций в пределах того или иного массива горных пород почти всегда неравномерно.

Например, в разных местах массива дислокации могут быть выражены разными стадиями постоянно развивающегося единого процесса деформации. Это особенно хорошо можно видеть на примерах сочетания разрывов с пластическими деформациями. Общим правилом является то, что всякий разрыв зарождается в виде малой трещины, которая затем разрастается и превращается во все больший разрыв. Одновременно растет и амплитуда перемещения по разрыву, всегда оказываясь большей на более старом участке разрыва и постепенно сходя на нет по направлению к молодому концу разрыва.

Постепенный рост характерен как для разрывов скальвания, так и для разрывов отрыва. В том и другом случаях вначале образуются раздельные мелкие разрывы, которые постепенно объединяются в крупные. При этом происходит концентрация процесса разрушения на все меньшем числе разрывов с одновременным увеличением амплитуды смещения. Так, при образовании разрывов скальвания сначала в некоторой зоне возникают целые рои мелких трещин с очень малыми смещениями по каждой из них. В дальнейшем некоторые из таких трещин объединяются в более крупные разрывы с большими амплитудами смещения, тогда как другие начальные трещины перестают развиваться. В конце концов в данной зоне образуется единый разрыв с суммарной амплитудой смещения. Такой процесс постепенной концентрации процесса разрушения особенно характерен для вязких разрывов скальвания, образующихся вслед за пластической деформацией и представляющих собой результат концентрации пластического течения на все меньшем числе поверхностей. Когда пластическое течение равномерно рассеяно между множеством поверхностей скольжения, каждое элементарное смещение имеет ничтожную амплитуду. По мере того как течение при сохранении все той же общей скорости деформации концентрируется на все меньшем числе поверхностей, амплитуда смещений по последним возрастает. С таким возрастанием амплитуды смещений и связано образование разрывов, которые завершают и продолжают процесс концентрации смещений.

Здесь уместно вернуться к вопросу, оставленному выше без ответа, о том, почему вообще возникают разрывы скальвания. Мы видели, что в идеально пластичном теле нет условий для образования разрывов, так как такое тело способно беспрельдно деформироваться, как только напряжения достигают

предела упругости. Чтобы образовался разрыв, необходимо достижение предела прочности, который для тел, разрушаемых вязким путем, выше предела упругости. Очевидно, что предел прочности в этих условиях может быть достигнут в результате либо возрастания напряжений в процессе пластической деформации, либо, наоборот, понижения предела прочности.

Возрастание напряжений может происходить, если сечение пластичного тела в процессе деформации уменьшается, а внешняя нагрузка сохраняется. В неидеальных пластичных телах уменьшение сечения происходит при образовании шейки. Когда напряжения на уменьшающемся сечении достигнут предела прочности на скалывание, возникает разрыв.

Существуют тела (преимущественно металлы), которые в процессе пластической деформации «упрочняются», т. е. вязкость их возрастает. Тогда, чтобы поддерживать прежнюю скорость деформации, необходимо поднимать напряжения, увеличивая внешние нагрузки. И в этом случае напряжения, возрастая, могут в конце концов достигнуть предела прочности. Наконец, другие тела характеризуются тем, что в процессе деформации их предел прочности постепенно понижается. К этому ряду тел, по-видимому, принадлежат горные породы. Понижение предела прочности связано с тем, что во время деформации отдельные зерна породы, деформируясь порозному, двигаются относительно друг друга, что постепенно расшатывает внутренние механические связи в породе. В последней возникает множество микротрещин между зернами, и порода постепенно «слабеет» (явление «усталости»). В конце концов предел прочности падает до того уровня, на котором происходит пластическая деформация, и тогда последняя замещается разрывом. По-видимому, последний механизм вязкого разрушения наиболее распространен в горных породах.

Так как разрастание начальных разрывов и концентрация процесса разрушения начинаются в некоторых участках и оттуда распространяются в стороны, то обычно сосредоточенный разрыв с большой амплитудой смещения бывает окаймлен зоной, в которой он расщепляется на все большее количество все меньших разрывов со все меньшей амплитудой смещений, пока, наконец, разрывы полностью не затухают, и далее идет зона связной пластической деформации. Такая зона рассеивания разрыва отвечает первой стадии процесса разрушения, имеющего еще рассредоточенный характер, тогда как область, где наблюдается единый разрыв, отвечает более поздней стадии разрушения. Другими словами, средняя, развитая часть разрыва и периферические, рассеянные его части имеют различный возраст. На рис. 1-8 изображен результат моделирования скалывания в слоистом петролатуме. На модели хорошо видны зоны развития сосредоточенных разрывов и участки рассеянного разрушения, где большие разрывы заканчиваются метелками более мелких.

Именно в связи с таким постепенным разрастанием разрыва мы часто наблюдаем переход по простиранию сброса во флексуру. При этом сосредоточенный сброс с большой амплитудой при прослеживании его как по простиранию, так и по падению постепенно расщепляется на все большее число сбросов с меньшей амплитудой. Уменьшается и суммарная амплитуда всех сбросов. И, наконец, сброс переходит во флексуру, образованную типичной пластической деформацией. На самом деле развитие во времени идет в обратном направлении:

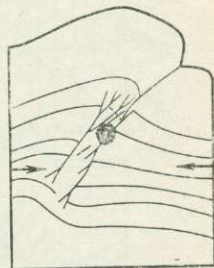


Рис. 1-8. Разрыв скалывания в модели из петролатума. Стрелки — направление сжатия

сперва образуется флексура, потом она нарушается рядом малых разрывов, которые постепенно объединяются во все более крупные и, наконец, — в один сброс с большой амплитудой.

Особый интерес представляют случаи, когда разрывы появляются и развиваются внутри массива, в целом продолжающего испытывать пластическую деформацию. В такой обстановке, например, пологие тектонические разрывы

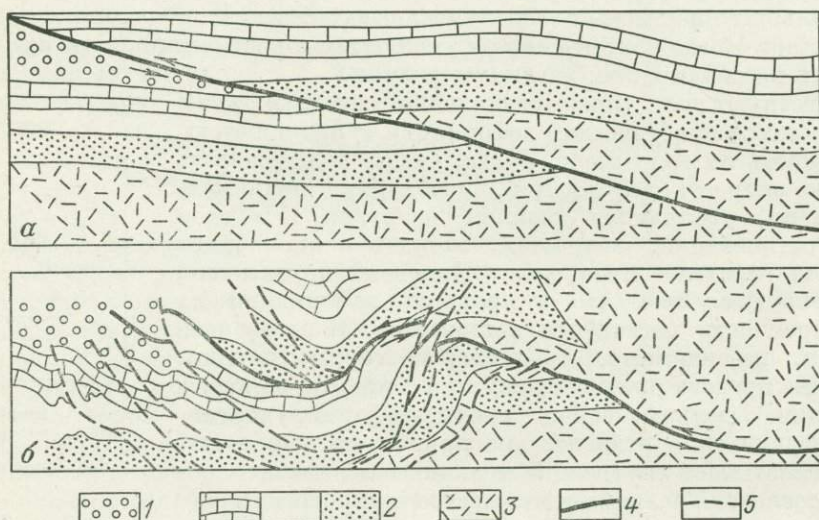


Рис. I-9. Смятый в складки и разорванный последующими разрывами надвиг в Аппалаческих горах (штат Теннесси, США). По Ф. Кингу:
 а — положение надвига сразу после его образования; б — то же, после дальнейших деформаций.
 1 — ордовик; 2 — свиты кембрия; 3 — докембрийские граниты; 4 — надвиг; 5 — более поздние разрывы

могут оказаться смятыми в складки (рис. I-9). Если разрыв растет одновременно с продолжающейся в окружающей среде пластической деформацией, отдельные участки разрыва вовлекаются в деформацию последовательно и деформируются в разной степени. Так образуются S-образные кулисные трещины отрыва в зоне развивающейся сдвиговой пластической деформации (рис. I-10). Первоначально в зоне сдвига возникают короткие трещины отрыва, ориентированные нормально к оси максимального растяжения, т. е. под углом приблизительно 45° к направлению сдвига. Поскольку деформация продолжается, образовавшаяся трещина поворачивается. Но если она продолжает при этом расти в длину, то вновь образующиеся ее участки располагаются по-прежнему нормально к оси максимального растяжения, которая своего положения не изменила. В результате более ранние участки трещины оказываются закрученными сильнее, более поздние — меньше, а самые молодые, которые пластическая деформация еще не успела захватить, сохраняют первичное положение, определяемое осями напряжений.

В эксперименте блок глины прямоугольного сечения был подвергнут сдавливанию по одной оси в условиях, когда материал имел возможность высвободиться в направлении, перпендикулярном к оси сжатия (рис. I-11). На некоторой, довольно ранней, стадии деформации в глине образовались трещины скалывания под углом, близким к 45° относительно оси сжатия. В процессе

дальнейшей деформации эти трещины поворачивались, и угол, образуемый ими с осью сжатия, возрастал. Одновременно по трещинам происходили смещения, определяемые тангенциальными напряжениями. Затем наступил момент, когда движения по трещинам прекратились и возникли новые трещины скалывания под углом 45° к оси сжатия. Отдельные трещины скалывания этой второй генерации упирались в трещины скалывания первой генерации и разрезали пластины между последними на коосугольные параллелограммы (в плоском срезе). Продолжение сжатия вело к повороту трещин и первой, и второй генераций до тех пор, пока не возникли трещины скалывания третьей генерации, снова под углом 45° к оси сжатия, разделившие первые параллелограммы на более мелкие.

Механизм этого процесса очевиден. Образовавшиеся трещины скалывания поворачиваются в процессе дальнейшей пластической деформации. При этом скалывающие напряжения, параллельные им, уменьшаются, а трение на трещинах растет в связи с возрастанием угла между трещиной и осью сжатия. Наступает момент, когда дальнейшее движение по трещине становится более затруднительным, чем образование новой трещины скалывания, которая и возникает под первоначальным углом в 45° к оси сжатия, как это диктуется направлением максимальных скалывающих напряжений. В данной конкретной серии опытов критическим углом для поворачивающейся трещины скалывания был угол 75° с осью сжатия. Когда угол достигал указанной величины, скольжение по трещине прекращалось, и образовывалась новая трещина под углом 45° .

Очевидно, что критический угол зависит от свойств материала и условий эксперимента. Можно предвидеть, что в материале с малым коэффициентом внутреннего трения критический угол между повернувшейся трещиной скалывания и осью сжатия может быть больше 75° . Но он никогда не может достигнуть 90° , так как на поверхности, расположенной перпендикулярно к оси сжатия, тангенциальные напряжения равны нулю и скольжение вдоль трещины происходить не может.

Здесь мы соприкасаемся с существенным недоразумением, которое в течение долгого времени путало представления о механизме тектонических деформаций. Оно встречается в литературе по структурной геологии и до сих пор.

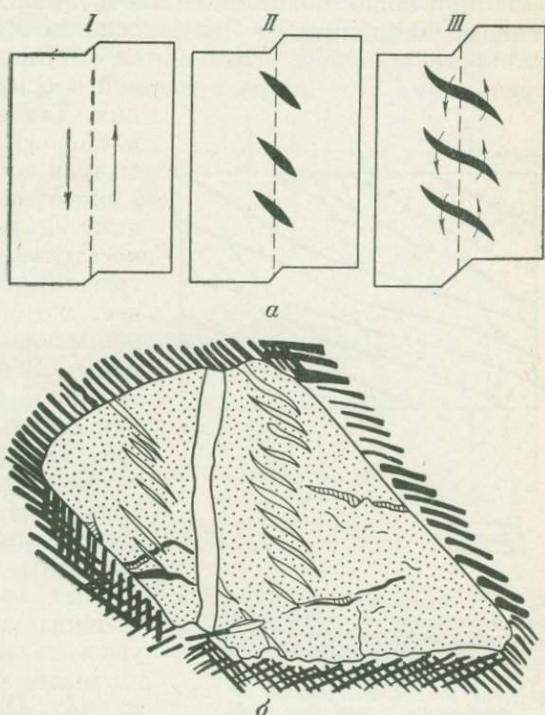


Рис. 1-10. S-образные трещины отрыва в зоне сдвиговой деформации:

a — схема последовательного развития трещин в модели, по М. В. Гзовскому: *I* — исходный сдвиг, *II* — начальные кулисные трещины отрыва, *III* — разрастание трещин при повороте более ранних участков; *б* — S-образные кулисные трещины в песчанике верхоязов р. Зеравшан

Существовал взгляд, что трещины скалывания в материале с разными свойствами образуются под различными углами, причем если в твердых (хрупких) материалах трещины образуют угол 45° или меньше с осью сжатия, то чем мягче материал, тем больше становится этот угол, пока, наконец, в наименее вязких (наиболее текучих) материалах он оказывается близким к 90° .

Такие представления неверны. Трещины скалывания возникают всегда в соответствии с положением плоскостей, несущих на себе максимальные касательные напряжения. Эти плоскости образуют угол 45° с осью сжатия. Реальные трещины отклоняются от указанного угла, но всегда в сторону уменьшения угла между трещиной и осью сжатия, а не в сторону его увеличения.

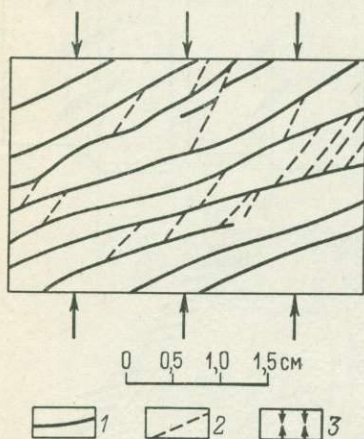


Рис. 1-11. Поворот трещин скалывания первой генерации и образование трещин скалываний второй генерации в модели из глины. По Т. М. Гейтнер. 1 — трещины первой генерации; 2 — трещины второй генерации; 3 — направление сжимающих сил

Такое отклонение трещины скалывания в сторону уменьшения угла между нею и осью сжатия связано с трением, развивающимся вдоль трещины скалывания при ее образовании. Поскольку трещины этого типа вызваны касательными напряжениями, при образовании трещины всегда происходит скольжение вдоль нее, хотя бы минимальное. Трение вдоль трещины зависит от сжатия, нормального к трещине. Ясно, что чем меньше угол между трещиной и осью сжатия, тем меньше нормальная составляющая, сжимающая трещину, и тем, следовательно, меньше трение. С другой стороны, для образования трещины должны быть достаточные касательные напряжения. Максимальные касательные напряжения направлены под углом 45° к оси сжатия. В реальных средах устанавливается компромисс: трещина скалывания образуется под таким углом к оси сжатия, при котором трение наименьшее при достаточных касательных напряжениях. Очевидно, что такой «компромиссный» угол с осью сжатия всегда меньше 45° .

Наблюдения показывают, что реальные углы между трещинами скалывания и осью сжатия различны для разных материалов и колеблются от 20° до 40° , приближаясь к 45° в наиболее мягких средах. Если мы наблюдаем трещины скалывания, которые расположены под большим углом к оси сжатия, чем 45° , то это может явиться только результатом последующей пластической деформации, в процессе которой трещины поворачивались совершенно так же, как поворачивались бы любые включения или любые поверхности в деформируемом материале. Когда угол возрастает до критического размера и дальнейшее скольжение по трещине оказывается невозможным, возникают новые трещины под тем углом, с которого начала свое развитие трещина первой генерации.

Методический вывод отсюда заключается в том, что наблюдаемые в породах трещины скалывания не обязательно должны находиться под углом 45° или меньше к оси сжатия и образовывать между собой прямой или меньший угол. Они могут располагаться и под значительно большими углами как с осью сжатия, так и между собой. Однако это всегда будет результатом деформации, следовавшей за образованием трещин и влиявшей на их положение. Поскольку менее вязкие породы при одинаковых напряжениях деформируются быстрее, чем более вязкие, естественно, что после некоторого периода воздействия одних

и тех же тектонических сил на различные породы в менее вязких породах трещины скалывания окажутся повернутыми на больший угол, чем в более вязких породах. Это может создать ложное впечатление, что первично трещины скалывания в менее вязких породах образовывались под углами, большими, чем 45° , к оси сжатия.

Другой вывод состоит в том, что, наблюдая разные системы трещин скалывания, перекрывающие друг друга, не обязательно думать, что каждая образовалась при своем особом расположении осей сжатия и растяжения. Они могут возникать при сохранении главных осей напряжений в процессе одной деформации, следом друг за другом.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИИ

Раз начавшись, деформация ведет к изменениям местных полей напряжений внутри породы, даже если общий характер воздействий сохраняется неизменным. Такое перераспределение напряжений связано с изменением как внутренней структуры пород, так и формы геологических тел в процессе деформации.

Особенно ярко явление перераспределения напряжений выражено в связи с образованием в породе трещин. Известно, что трещина снимает напряжения в пределах некоторого вмещающего объема. В сущности это не чистое снятие напряжений, а их перераспределение: напряжения снимаются около боковых границ трещин, но соответственно усиливаются у острых ее концов. Последнее обстоятельство способствует дальнейшему разрастанию трещины, которая как бы вонзается своими остриями в окружающую породу. По мере роста трещины возрастает объем, в котором сняты напряжения, и усиливаются напряжения на концах трещины.

Перераспределение напряжений, связанное с образованием разрывов, вызывает волнистость поверхностей тектонических разрывов. Представим себе, что в результате растяжения (стрелки P и P_1 на рис. I-12) возникла трещина отрыва AB ограниченной протяженности. Объем $ABBG$ смещается по отношению к соседним объемам и по контактам вдоль направлений AG и BV возникает деформация сдвига. Максимальное растяжение в зоне последнего направлено под углом к зоне сдвига (стрелки E , E_1 и F , F_1), а вызванные им трещины — по линиям AA_1 и BB_1 . В результате, при дальнейшем своем разрастании, трещина отрыва будет изгибаться дугообразно. А поскольку крупные разрывы являются всегда результатом объединения ряда мелких разрывов (см. выше), крупные разрывы обычно состоят из многих примыкающих друг к другу и даже частично пересекающих друг друга дуг (рис. I-13).

М. В. Гзовский приводит также пример перераспределения напряжений на своде выпуклой овальной складки (брахиантиклинали) в процессе ее роста под влиянием приложенных снизу вертикальных сил. Поскольку изгиб в поперечном направлении сильнее, чем в продольном, и несет с собой большие рас-

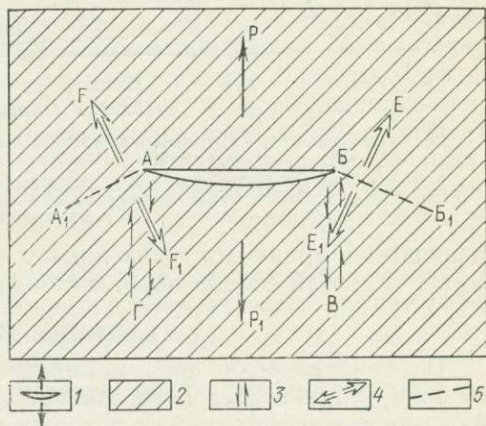


Рис. I-12. Образование волнистости тектонических разрывов

тягивающие напряжения, сперва образуются продольные по отношению к складке трещины. Но образование последних означает снятие поперечных растягивающих напряжений. Теперь ведущими становятся продольные растя-

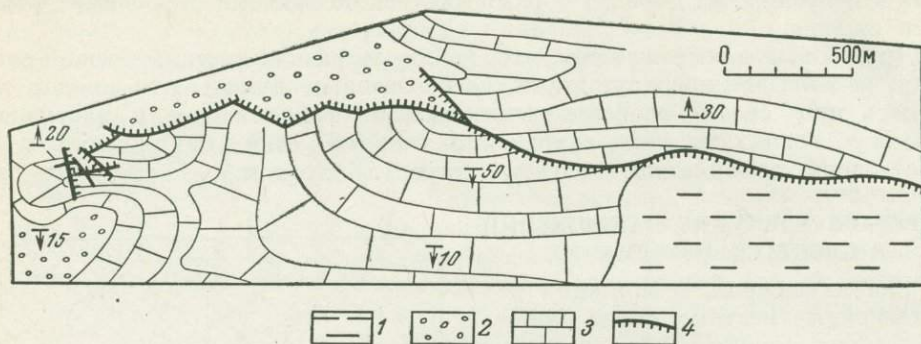


Рис. 1-13. Волнистый крупный тектонический разрыв как результат объединения ряда изогнутых разрывов. Район р. Бозбугак (Казахстан). По М. В. Гзовскому.

1 — визейские песчаники; 2 — верхнетурнейские песчаники и конгломераты; 3 — массивные известняки нижнего турне и фамена; 4 — линии крупных тектонических разрывов (штрихи на опущенном крыле)

гивающие напряжения, связанные с изгибанием шарнира складки по простиранию. На этой стадии образуются поперечные трещины отрыва.

ВЛИЯНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Непосредственное влияние последней зависит от размера деформируемых масс. Оно велико для тех деформаций, в которых участвуют большие массы горных пород, и значительно меньше для малых структурных форм, в которых принимают участие ничтожные объемы пород. На характере деформаций сказывается, например, значительная нагрузка вышележащих толщ. Так, если некоторый крупный участок земной коры подвергается горизонтальному сжатию, сила тяжести препятствует выпиранию пород вверх и способствует распространению деформации на большое расстояние по горизонтальному направлению: вместо одной высокой и узкой складки образуется серия более низких складок, распространенных в широкой полосе. Как мы увидим дальше, под влиянием силы тяжести большие объемы пород могут медленно сползать по уклонам поверхности, образуя специфические структурные формы (тектонические покровы).

Важнейшим свойством силы тяжести является то, что это объемная сила. Она действует не на поверхность тела, а на каждую частицу тела, как бы глубоко эта частица внутри тела ни находилась. Таким образом, сила тяжести «достает» любой участок земной коры и способна при благоприятных условиях вызвать в нем деформацию. Такой участок может быть полностью окружен недеформированными участками, что невозможно при действии на породы поверхностных сил (например, давления со сторон соседнего, более жесткого массива пород).

Деформации, вызванные объемной силой тяжести, могут встретиться в комбинации с деформациями, связанными с действием поверхностных (внешних) сил. Известно, что внешние силы продольного сжатия могут изогнуть горизонтально лежащие слои в складки. Но они не могут явиться причиной нередко наблюдаемых сложных изгибов осевых поверхностей складок, грибообразного расползания в стороны их сводов и других осложнений рисунка складок. По-

следние возникают в результате того, что на изгиб, вызванный внешними силами, накладывается действие объемных сил гравитации, под влиянием которых слои текут и их течение искажает первоначальную форму складок. Кстати, логично «структурами течения» (в том числе и «складками течения») называть именно такие тектонические формы, которые образовались в основном под действием объемных сил.

Объемный характер силы тяжести особенно выразительно проявляется в тех случаях, когда в земной коре возникает «инверсия плотности», т. е. когда более плотные породы оказываются лежащими поверх менее плотных. Такие случаи могут возникать в результате как седиментационных, так и метаморфических и магматических процессов. Так, например, соль, имеющая меньшую плотность, чем многие другие осадочные породы, часто покрывается породами более тяжелыми. Точно так же расплавленная магма часто имеет меньшую плотность, чем покрывающие ее метаморфические и осадочные породы. В этих условиях под влиянием объемной силы тяжести тяжелые породы стремятся тонуть, выжимая снизу более легкие породы, которые имеют тенденцию всплывать. Такая вертикальная циркуляция материала в земной коре, если она осуществляется, имеет чрезвычайно важное значение в формировании ее структуры. Наиболее очевидно этот механизм проявляется в образовании соляных диапировых куполов, которые связаны с всплыванием соли сквозь другие более тяжелые породы.

Подводя итоги этой главы, мы приходим к заключению, что механизм тектонических деформаций горных пород гораздо сложнее, чем механизм небольших деформаций в малых однородных изотропных телах.

Осложняющими факторами являются:

- а) изменчивость деформационных свойств пород, проявляющаяся даже в ходе одной деформации;
- б) неустойчивость пластической деформации в слоистой среде, которая ведет к разлинзованию слоев или смятию их в складки;
- в) неоднородность строения горных пород, влияющая на распределение движений в материале горных пород или их деформации;
- г) распределенный характер приложения сил, что ведет к многократному повторению однотипных связных и разрывных дислокаций внутри большого объема пород;
- д) неравномерный ход деформаций, который, в частности, выражается в одновременном развитии разрывов и пластического течения;
- е) перераспределение напряжений в процессе деформации: каждое изменение формы горной породы, каждый новый разрыв ведут к изменениям поля напряжений и таким образом оказывают влияние на дальнейшее течение деформаций;

ж) влияние на крупные массивы пород объемной силы тяжести.

Только принимая во внимание все перечисленные факторы, можно понять основные особенности тектонических деформаций. Но сложность тех же факторов делает чрезвычайно затруднительной разработку полноценной теории таких деформаций. Последние в настоящее время могут изучаться путем полевых наблюдений над природными структурными формами в сочетании с моделированием их с помощью эквивалентных материалов. Такие модели могут быть созданы с учетом если не всех, то ряда указанных факторов, что позволяет их рассматривать как своеобразные «вычислительные машины», дающие, однако, ответ не в цифровом выражении, а непосредственно в виде структурных процессов и форм.

ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ СЛОЖНОДЕФОРМИРОВАННЫХ ТОЛЩ

Задачей настоящей главы является освещение некоторых деталей строения сложно складчатых толщ. Речь идет о таких элементах внутреннего строения, которые, с одной стороны, могут помочь расшифровать структуру складчатой толщи или зоны в основных чертах, а с другой стороны — облегчить толкование условий формирования этой структуры. Это, прежде всего, черты сходства и различия в строении сложно деформированных толщ структурных этажей разной глубинности, а также отличия в степени деформированности разных пород, находящихся в непосредственном соседстве в пределах одного структурного этажа.

Основное внимание сосредоточено на нарушениях и искажениях слоев и поверхностей напластования в ходе тектонических деформаций. Но рассматриваются также первичные атектонические и ранние конседиментационные или диагенетические нарушения слоев, весьма распространенные во флишевых и флишоидных отложениях, поскольку такие нарушения иногда сильно осложняют внутреннюю тектонику толщ и, кроме того, довольно часто перерастают в тектонические деформации, служа их своеобразным зародышем.

АТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В КОНСЕДИМЕНТАЦИОННУЮ И РАННЮЮ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ СВОЙСТВ ПОРОД

В пределах складчатых областей особо сложная и интенсивная складчатость приурочена к интрагеосинклиналям начала тектонического цикла и флишевым трагам. В их строении большую роль играют турбидиты — отложения мощных мутьевых потоков, возникновение которых связано с повышенной сейсмичностью этих зон. Частые землетрясения, вызывая тиксотропное разжижение некоторых глинистых прослоев и пачек, а также пластов алевролитистых (пылеватых) песков-пльвунов, обуславливают повышенную пластичность отдельных компонентов разреза и, таким образом, неравномерность физических свойств толщи. Относительная интенсивность прогибания и быстрота захоронения толщ осадков приводит к неравномерной и в значительной мере неполной диагенетической переработке и литификации некоторых компонентов разреза.

Специфика условий осадконакопления в этих зонах обуславливает широкое распространение атектонических конседиментационных нарушений, видимых на нижних поверхностях песчаных слоев, — развитие текстур неравномерного нагружения, течения, волочения и т. п. Встречаются также промоины и желоба, обусловленные деятельностью мутьевых потоков (рис. II-1). Ширина и глубина таких промоин достигает первых метров. При анализе последующей тектонической деформации такого рода явления должны быть учтены, иначе может создаться совершенно неправильное впечатление о тектонической деформации и внутрислойном перемещении материала там, где имело место простое заполнение сверху.

Атектонические деформации встречаются в толщах самого различного возраста (от протерозойских до четвертичных). В связи с этим весьма существенно выявить черты, позволяющие отличить их от тектонических деформаций, происходящих в основном после консолидации толщ. Реттгер (Rettger, 1935), изучавший деформации в рыхлых неконсолидированных отложениях с помощью экспериментов, перечисляет следующие отличительные черты атектонических деформаций: 1) в них никогда не встречается кливаж, равно как и параллельная ориентировка минералов; 2) зона деформации нередко бывает ограничена с боков ненарушенными зонами; 3) структуры часто бывают срезаны эрозивными поверхностями; 4) обычно эти структуры имеют малые размеры; 5) обычно не обнаруживается связи с региональной структурой; 6) структуры и структурный план обычно сложны; в одном и том же слое близко друг к другу встречаются нормальные и опрокинутые складки; 7) местами очевидна явная миграция осадка, в некоторых случаях вызывающая повторение или пропуск слоев; 8) пустоты отсутствуют, разрывы чаще заполнены материалом, аналогичным окружающему осадку, чем посторонним цементом; 9) сбросы нерезко очерчены, характерны волочение слоев вдоль их поверхностей и расплывчатые края смещенных блоков; 10) трещины представлены только трещинами усыхания; 11) разрывы обычно связаны только со смятыми или сморщенными слоями; 12) раковины или какие-либо другие твердые органические остатки обычно не деформированы.

В качестве иллюстрации можно привести складки подводного оползания (рис. II-2), осложняющие косую слоистость в грубозернистых косослоистых песчаниках юры Дагестана.

Конседиментационные структуры оползания. Обычно полагают (Pet-tijohn, 1957; Kuenen, 1950, 1953, 1963; Rich, 1950), что все текстуры в неконсолидированных отложениях связаны с действием гравитационных сил, вследствие чего они становятся критерием первичного наклона дна и имеют палеогеографическое значение (см. также Heim, 1908). Как будет показано ниже, это заключение справедливо для большого комплекса атектонических образований, но отнюдь не для всех. В частности, по-видимому, особую категорию представляют внутрислойные складки в песчаниках и алевролитах, впервые

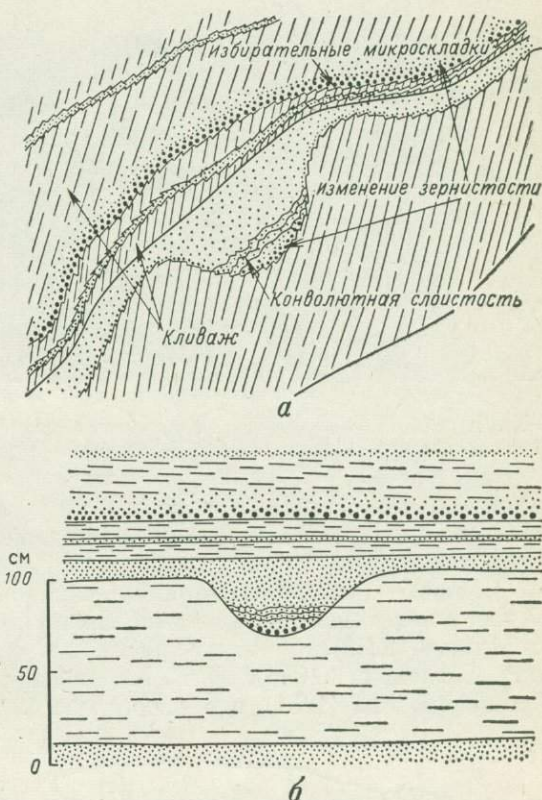


Рис. II-1. Атектонические ранние деформации, флиш Пиренеев. По Д. Рихтеру (Richter, 1963):

а — зарисовка тектонически деформированной эрозивной промоины; б — реконструкция первичных соотношений в толще

описанные Ричем (Rich, 1950) как оползневые и «кочующие» после этого из учебника в учебник.

Конседиментационные оползни могут быть самых различных размеров и захватывать значительные части разреза (от нескольких слоев до мощных пачек). И. И. Белостоцкий (1964, с. 25) описывает, например, дислокации в известняках верхнего мела и нижнего палеогена в Адриатико-Ионической зоне



Рис. II-2. Складки подводного оползания. Верхнекаракская подевита юры, Дагестан. По В. Т. Фролову (1965)

Южной Албании, где на восточной окраине горы Саранда «в отдельных горизонтах наблюдаются дислокации иногда совершенно хаотического облика, но нередко довольно закономерные — преимущественно в форме сплюснутых лежащих складок, оторванных от «корней» и превращенных в языковидные тела (линзы) однообразной ориентировки». Длина линз достигает 10—15 м, а ширина 5—8 м. Все они обращены выпуклыми концами к западу, вероятно, согласно с направлением движения подводнооползневых масс. Дислоцированные слои отделены от соседних поверхностями оползневой

эрозии, напоминающими поверхности углового несогласия. Автор обращает внимание на отсутствие следов конседиментационных дислокаций в разделяющих оползневые пачки слоях.

Большое количество примеров конседиментационных деформаций, связанных с подводными оползнями, можно найти в более ранней работе И. И. Белостоцкого (1955), а также в известных работах А. Д. Архангельского (1930), А. А. Богданова (1946), А. В. Хабакова (1948), В. Д. Голубятникова (1946), И. А. Колюхова (1951) и в ряде других.

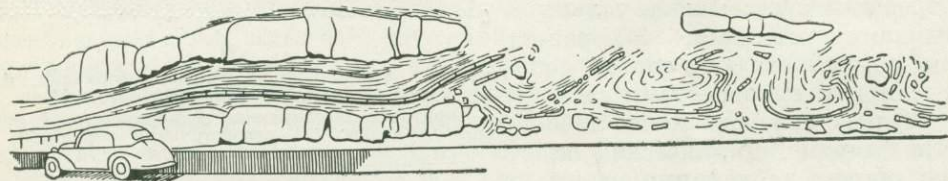


Рис. II-3. Коробчатые складки, возникшие в результате подводного оползания мощной пачки флиша Пичено. По Тен Хафу (Ten Haaf, 1959)

Интересную зарисовку обнажения флиша Пичено в Северных Апеннинах с нарушенными подводным оползанием слоями приводит Тен Хаф (Ten Haaf, 1959). Тонкие слои между разрозненными и растащенными толстыми слоями смяты в «коробчатые» складки (рис. II-3). Тен Хаф обращает внимание на то, что текстуры течения в подошве верхнего слоя деформированы. В то же время он подчеркивает, что в Северных Апеннинах случаи подводного оползания относительно редки, в отличие от конволютных нарушений слоистости и текстур неравномерного нагружения, которые, по мнению этого автора, не связаны

непосредственно с гравитационным оползанием, а являются следствием седиментации из мутьевых потоков.

Конволютное напластование (завернутая слоистость). Сложное конволютное изгибание внутренней слоистости в пластах алевролитов и песчаников весьма типично для отложений мутьевых потоков и широко распространено во флишевых толщах. По данным Тен Хафа (Ten Haaf, 1959), для этого типа нарушений слоистости характерны узкие острые замки антиклиналей и широкие уплощенные синклинали. Усиление интенсивности деформации ведет к появлению очень сложных форм: слойки раздавливаются, вытягиваются, но не рвутся даже при очень сильных деформациях; в пределах слоя изгибы сохраняют примерно одинаковые размеры и интенсивность, а от слоя к слою испытывают иногда значительные вариации. Тен Хаф подчеркивает, что размыв некоторых изгибов свидетельствует о формировании их синхронно с осадкообразованием, а безразрывная деформация — о гидропластичном состоянии осадков.

Как можно судить по иллюстрациям, приводимым Р. Доттом и Дж. Говардом (Dott, Howard, 1962), конволютная слоистость может принимать крайне сложные формы вплоть до эллипсоидального закручивания слойков (рис. II-4). Вопрос о генезисе этого типа нарушений является дискуссионным. Некоторые авторы отождествляют конволютные формы со структурами подводного оползания (см. Воуша, 1962). Начало этому, возможно, положил Дж. Рич (Rich, 1950), на работу которого ссылаются многие исследователи и авторы учебников.

Дж. Рич описал сложную мелкую складчатость в алевроитовых песчаниках Уэльса (рис. II-5, а). Сами слои здесь не складчаты и сохраняют повсюду одинаковую мощность порядка 10 см. Складчатость захватывает только внутреннюю слоистость; складки затухают у границ слоя и вышоложиваются по направлению к ним. В общем они более заметны в верхней части слоев, что может быть связано и с тем, что слоистость там более отчетлива; нижняя половина кажется более массивной, но при тщательном изучении и там обнаруживаются аналогичные деформации. Рич указывает, что в сильно смятых слоях удлинение

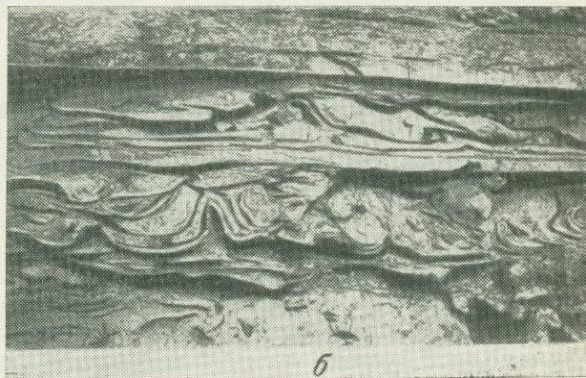


Рис. II-4. Структуры с конволютной слоистостью. По Р. Дотту и Дж. Говарду (Dott, Howard, 1962).

а — структура скручивания, или конволютные шары в тонкозернистых отложениях формации Вуд Ривер Центрального Айдахо; б — чередование нарушенных и ненарушенных слоев в пенсильванских песчаниках штата Оклахома

слоев весьма значительно и выпрямление их должно было бы дать увеличение длины до 40%. Поскольку кровля и подошва слоя, по-видимому, имеют первоначальную длину, Дж. Рич объясняет удлинение средних частей слоя тем, что алевроитистый песок был еще не консолидирован, находился в состоянии пльвуна и служил зоной скольжения, по которой вся масса вышележащих отложений в целом соскальзывала по склону, вследствие чего и образовались складочки в том слое, в котором концентрировалось движение.

Таким образом, данный случай отличается от подводного оползания только временем: образование складочек происходило после отложения вышележащего слоя и не обусловлено сморщиванием поверхностного слоя осадков на дне моря.

Однако соскальзыванию противоречит перпендикулярная к направлению ориентировки осей внутрипластовых складок. Такие складочки наблюдаются во флишевых и флишеидных толщах довольно часто; совершенно аналогичный характер они имеют в некоторых слоях алевролитов средней юры Кавказа

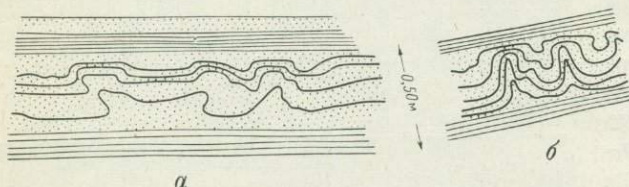


Рис. II-5. Внутрипластовая «конволютная» складчатость.

а — в слое алевролита силура Уэльса. По Ричу (Rich, 1950); б — в алевроитистом песчанике средней юры Большого Кавказа. Зарисовка И. В. Кирилловой

(рис. II-5, б). К тому же, как замечает Петиджон (Pettijohn, 1957), сохранение мощности слоя с внутренними нарушениями исключает возможность значительных движений, тем более что такие складки встречаются и в толщах с начальным углом падения не больше 1° .

Поэтому необходимо другое объяснение генезиса этих мелких складок. Возможно, здесь сказывается влияние восходящего подтока воды в слабо консолидированный или вторично тиксотропно разжиженный алевроитистый материал (см. Stewart, 1956; Dzulynski, Smith, 1963). Исследования Е. В. Артюшкова (1963_{1,2}) показывают, что в случае такого подтока в слое могут возникнуть инверсия плотностей и, как следствие, складчатые деформации. В пользу такого предположения говорит нормальная к слою ориентировка осевых поверхностей и «криптодиашировая» форма складочек. Рич сам отмечает, что там, где направленные вверх складочки приближаются к кровле слоя, отдельные слойки утоняются, хотя каждый из них и протягивается непрерывно. Однако и в этом случае они имеют атектоническое происхождение и не имеют связи с региональным тектоническим планом. Такое объяснение подойдет, вероятно, и для более сложных случаев конволютного нарушения слоистости. Не исключено, конечно, и совместное воздействие восходящего подтока воды и внутрипластового течения материала. Возможно, некоторые из складок, относимых И. И. Белостоцким (1955) к оползневым, имеют такое же происхождение.

Ф. Петиджон (Pettijohn, 1957) описывает и более резкие конволютные нарушения слоистости, охватывающие уже несколько слоев, обычно переслаивающихся алевролитов и глинистых пород. Общее течение, охватывающее пачку и приводящее к полному разрушению слоистости и появлению псевдоконгломератов, здесь, по его мнению, проходит три стадии.

Сначала сморщиваются и заметно изменяют мощность с возникновением раздувов и пережимов слой алевролита. Глинистые слои как будто еще сохраняют свою мощность и связность, в то время как перемежающиеся с ними але-

вролиты явно расчленены. Продолжающееся течение вызывает выжимание вздутий песка и алеврита, причем некоторые из них могут принимать спиралевидную форму. Конечным результатом является беспорядочный псевдоконгломерат, состоящий из неправильных обломков алевролита или песчаника, включенных в глинистую массу. Ф. Петиджон подчеркивает, что подвижность обеспечивается прослоями песка или алевролита, поскольку вопреки ожиданиям пески оказываются иногда более способными к мобилизации, чем глины. Если учесть современные данные инженерно-геологического изучения свойств различных осадков, такое поведение алевролитов не покажется неожиданным, но на этом мы остановимся несколько позже.

Формы неравномерного выжимания при нагружении (структуры нагрузки).

Для отложений потоков повышенной плотности, или мутьевых потоков, как их иногда называют, характерны разнообразные нарушения подошвы первого элемента ритма, обусловленные волочением по дну крупных обломков, неравномерным подмывом и обтеканием их более легкими струями потока и т. п. Среди них большое место занимают так называемые формы неравномерного выжимания. Поскольку они обнаруживаются во флишевых и флишеподобных толщах самого различного возраста и с ними часто оказываются связанными и явно тектонические деформации, на них следует остановиться специально. Прочие формы нарушений, обнаруживающиеся в виде иероглифов на подошве крупнозернистых прослоев, секут слоистость нижележащего слоя, являясь заполнением промоин в нем, и поэтому их нетектоническое происхождение не вызывает сомнений.

Структуры неравномерного выжимания, представляющие собой деформацию поверхностей напластования, вызваны погружением более тяжелого пластичного слоя в податливый подстилающий субстрат. При этом слойки в подстилающем слое не прорезаются, а вдавливаются и изгибаются. Это явление очень характерно для турбидитов, отлагающихся внезапно и очень быстро на еще не затвердевшем иле, но они встречаются и в других типах осадков. По наблюдениям Тен Хафа (Ten Haaf, 1959), эти структуры наиболее активно образуются в начале отложения слоя, поскольку внутренняя слоистость на более верхних уровнях слоя с постепенным изменением зернистости обычно не участвует в погружении*. Первые сгустки песчаного слоя погружаются в ил и покрываются последующими порциями материала. Когда весь покрывающий слой сформирован, начальная разница в нагрузке может исчезнуть, и подвижность уменьшается. Кроме того, многие структуры нагружения имеют тенденцию погружаться только до некоторого уровня, где, возможно, увеличивается сопротивление подстилающего ила; после этого они не погружаются дальше, а раздаются в стороны. Ил подстилающих слоев часто выжимается в виде острых языков, диапироподобно проникающих в песчаный слой (рис. II-6, а). Такие языки могут быть высотой в несколько дециметров; ясно, что они не могли существовать как формы донного рельефа (Ten Haaf, 1959). Тен Хаф допускает, что различные борозды течения и волочения могли быть начальными формами структур волочения, так как являлись ловушками для первых порций более тяжелых осадков.

Однако кажется более правильным объяснение возникающих искажений границ раздела конвективной неустойчивостью слоя более тяжелой породы,

* А. Бумэ (Bouma, 1962), специально занимавшийся литологией флишевых толщ, отмечает существование внутренних (внутрислойных) структур нагружения. По его представлениям, такие структуры появляются иногда внутри слоя, начинаясь с прослойка более грубого материала.

лежащего на более легкой, что специально рассматривалось Е. В. Артюшковым (1963_{1,2}).

Связь атектонических первичных форм с последующими тектоническими деформациями в случае структур неравномерного нагружения выражается в приуроченности к языкам внедрения зон концентрации кливажа (см. рис. II-6, б), а также в том, что эти языки часто как бы продолжают наиболее крупными трещинами, секущими верхний пласт. Э. Ш. Хиллс и Д. Э. Томас (Hills, 1941; Hills, Thomas, 1945), рассматривая взаимоотношения ордовикских песчаников и сланцев золоторудных месторождений Центральной Виктории, специально останавливаются на этом вопросе. Они отмечают, что хотя на первый взгляд тесная связь между кливажем, зонами концентрации трещин в песчаниках

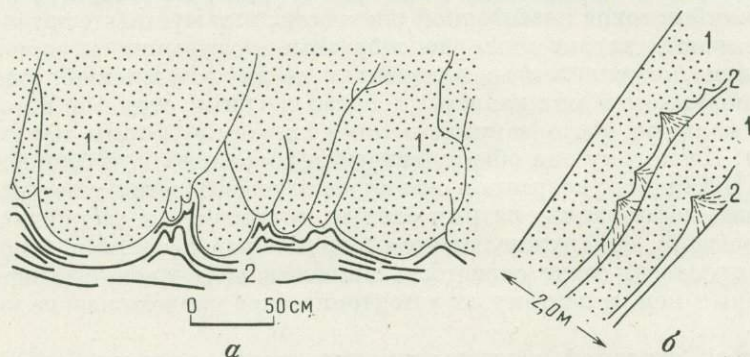


Рис. II-6. Деформации неравномерной нагрузки, осложняющие границу песчаного слоя (1) и подстилающих глинистых пачек (2):

а — в миоцене Апеннин, по Тен Хафу (Ten Haaf, 1959); б — в палеозое Таджикистана. Зарисовка И. В. Кирилловой. Пунктир — ориентировка кливажа в глинистых сланцах

и внедрениями на контакте глинистых и песчаных пород показывает, что внедрения имеют тектонический характер, на самом деле они возникают до кливажа, атектонически, так как базальные деформации песчаников наблюдаются в складчатых толщах района Мельбурна, где кливажа в толщах нет и, кроме того, их распределение не обнаруживает связи с региональным тектоническим планом.

Однако те же авторы подчеркивают, что местами, особенно в замках антиклиналей, формирование внедрений более пластичного материала в менее пластичный явно тектоническое и связано с процессами развития кливажа, и поэтому при анализе данных с целью восстановления истории механизма подобных деформаций необходимо быть очень внимательным к мелким деталям их строения.

Нептунические дайки. Свидетельством еще более активной мобилизации материала осадочных пород являются так называемые нептунические дайки — выполненные тонкозернистым песком (песчаником) или алевролитом трещины прорыва в глинистых и других породах. Здесь, как и в случае конволютных структур, наиболее мобильными оказываются не глинистые, а тонкие песчаные и пылеватые фракции. Нептунические дайки часто встречаются в мощных равномерно слоистых песчано-сланцевых толщах, причем когда они переходят в параллельные слоям силы, их трудно отличить от песчаных прослоев (Pettijohn, 1957). Однако, в отличие от последних, нептунические силы не слоисты и тем более не косослоисты и местами секут напластование. Ф. Петиджон

высказывает предположение о «втековом» происхождении некоторых песчаников, считающихся нормально-осадочными. Иногда песчаные дайки содержат включения вмещающих пород. В дайках около стенок наблюдается тенденция к ориентировке слюд и других минералов параллельно стенкам, что также свидетельствует об активном внедрении материала. Дайки имеют довольно разные размеры — от нескольких сантиметров до многих метров по высоте, с соответствующими колебаниями толщины (Gottes, 1953; Dzulynski, Radomski, 1956; Hills, 1963).

Нептунические дайки образуются в относительно широком диапазоне времени: есть дайки, формирование которых синхронно развитию конседиментационных структур (см., например, Белостокский, 1955, рис. 7). Однако встречаются дайки (Maxwell, 1962), используемые для внедрения поверхности кливажа (рис. II-7). Возникновение их явно произошло позже заложения кливажа — они либо синхронны с раннетектоническими деформациями, либо образовались вскоре после них, так как песчаные прослои породившие эти дайки, еще не были консолидированы настолько, чтобы потерять способность к мобилизации (Fairbridge, 1946).

Возникновение трещин многие исследователи связывают с землетрясениями, которые часты в прогибах, где накапливаются флишевые толщи, а самую инъекцию материала — с движением водонасыщенных песков-плывунов под гидростатическим давлением.

Следует заметить, что бывают и значительно более сложные случаи вторичной мобилизации обломочных масс осадочного происхождения, вызывающей их внедрение в окружающие породы. Так, Г. П. Лаубшер (Laubscher, 1964) описывает сложную сеть песчаных даек, внедрившихся в сеноманские сапропелевые сланцы Восточной Венесуэлы. Дайки очень часто сложно складчаты и нарушены сколами. Лаубшер полагает, что они были внедрены под большим давлением заглазованных и разжиженных песков в трещины эмбриональных подводных оползневых массивов и деформировались вместе с ними. Внутреннее строение даек показывает, что движение «интродуцированных» масс было сначала турбулентным, и они «переработали», увлекая за собой, большое количество материала вмещающих пород. Затем, с увеличением внутреннего трения при

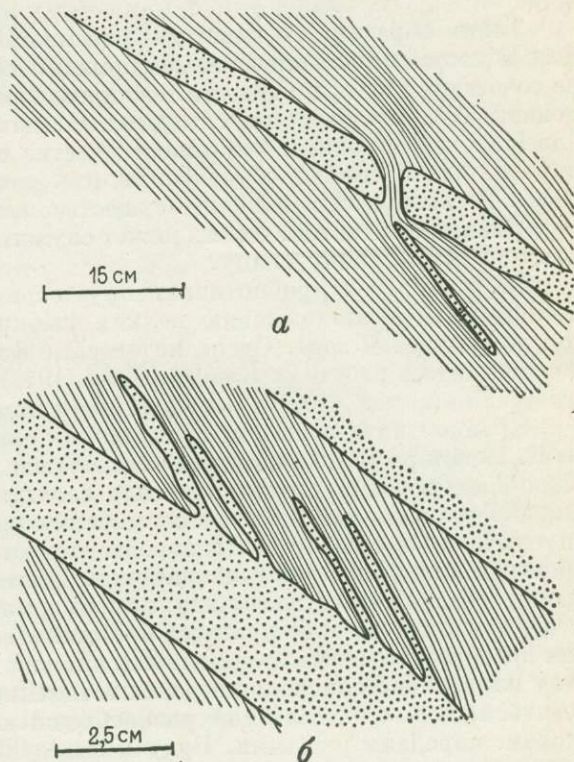


Рис. II-7. Параллельные кливажу песчаные дайки (точки) в глинистых сланцах. По Дж. Максвеллу (Maxwell, 1962): а — в формации Мартинсбург (штат Нью-Джерси); б — в серии Гудзон Ривер (штат Нью-Йорк). Косая штриховка соответствует ориентировке кливажа

падении порового давления, в них стали возникать деформации сколового типа. Лаубшер отмечает, что мобилизация обломочного материала встречается во многих местах, причем, поскольку отдельные частицы могут временно оказаться взвешенными в поровой жидкости, такой материал может внедриться в любую трещинку, приоткрывшуюся во вмещающих породах. В то же время развитие метасоматических процессов может превратить такую «внедрившуюся массу» в кристаллическую породу внешне магматического облика.

Таким образом, мы видим, что во многих участках сложно дислоцированных областей атектонические деформации сближаются во времени и чуть ли не сочетаются с деформациями тектоническими. Во всяком случае наблюдения показывают, что на ранних стадиях развития геосинклинальных зон в тектонических деформациях принимают участие породы, еще недостаточно литифицированные и сильно обводненные (см. также Дмитриевский, 1957; Щерба, 1966). В связи с этим наиболее существенным отличием ранних тектонических деформаций от атектонических может служить их четкое подчинение региональному тектоническому плану.

Этот вопрос подробно анализируется в работе И. В. Кирилловой (1968), посвященной происхождению мелких «избирательных» дисгармоничных складок во флишевой зоне. Очень интересные фактические данные и соображения можно найти в работе Э. Клооса (Cloos, 1947), иллюстрации из которой обошли все учебники, так что нет необходимости помещать их еще раз.

Крайне интересны и существенно высказывания по этому вопросу А. К. Мейстера (1910), который отмечал, что «говоря вообще о преобразовании осадочных пород в кристаллические сланцы, всегда почему-то имеют в виду твердые породы, как-то: песчаники, конгломераты, глинистые сланцы и т. д., упуская, что в сущности эти породы являются метаморфизованными, ибо они произошли из песков, из галечников, из глин и т. д. Нам никто не мешает вести преобразование не от песчаника, например, а от песка. Если мы станем на эту точку зрения, то нам не придется придумывать объяснения для рыхлого состояния преобразуемых осадочных пород, оно уже готово» (с. 561). И далее: «... к началу пликвативной дислокации наши осадочные породы еще не успели цементироваться, т. е. они были еще разнообразными песками, глиной, илом и т. д., словом, породами рыхлыми. Будучи выведены из первоначального положения и собраны в складки, они, конечно, уплотнились, но не перешли еще в твердое состояние» (с. 561—562).

Эти слова А. К. Мейстера оказались несправедливо забытыми, хотя анализ материалов показывает, что именно особенности состояния и литологического характера мощных быстро накапливающихся осадочных толщ в осевых частях интрагеосинклинальных прогибов могли быть одной из существенных причин своеобразия протекающих в них тектонических и метаморфических процессов и отличия их от аналогичных процессов в геоантиклинальных и платформенных условиях.

ДИСГАРМОНИЧНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Дисгармоничность складчатости — явление достаточно хорошо известное и в общем широко распространенное как в областях относительно простой тектоники, так и тем более в зонах развития сложно деформированных и метаморфических толщ. Обильные примеры могут дать «соляная», «гипсовая» и (по аналогии) «глиняная» тектоника платформенных областей.

Однако до сих пор еще не существует никакой классификации дисгармоничных складок, возможно, из-за того, что именно сам термин «дисгармония» предусматривает не гармоничное или закономерное, а в какой-то мере произвольное изменение формы складок, трудно поддающееся классификации. По Л. Ситтеру, термином «дисгармоничная складчатость» характеризуются «складки, которые вниз по разрезу продолжают таким образом, что их нельзя отнести ни к подобному типу, ни к концентрическому» (Ситтер, 1960, с. 201). Он подчеркивает при этом, что между крайними случаями дисгармонии: складками, затухающими вниз очень быстро, имеющими признаки срыва смятого слоя с ненарушенного основания, и складками, в которых смежные слои лишь незначительно отличаются по форме, существуют все переходы.

Мы далеки от мысли предложить какую-то четкую классификацию дисгармоничной складчатости, но считаем тем не менее необходимым сделать попытку некоторой систематизации имеющегося материала с тем, чтобы облегчить анализ условий, причин и механизма формирования дисгармоничных складок. Вероятно, наиболее характерным признаком дисгармонии в случае ее слабого выражения будет изменения мощности в пределах складчатого слоя. Следует добавить, что это условие должно сочетаться с однонаправленным изгибом кровли и подошвы рассматриваемого слоя, иначе этот признак будет равно приемлем для характеристики как дисгармоничной складчатости, так и будинажа.

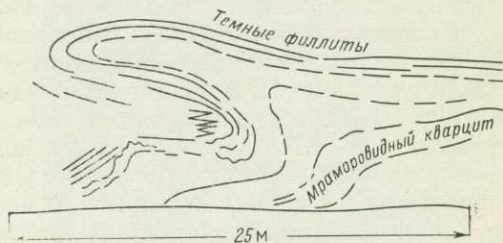


Рис. П-8. Дисгармоничная опрокинутая складка в филлитах карьера Риж-губы. Зарисовка И. В. Кирилловой

Неравномерное перераспределение материала в пределах слоев и пачек. Наиболее часто встречаются примеры дисгармоничных складок в толщах переслаивающихся пород разного литологического состава и соответственно различных по механическим свойствам. Однако такая дисгармоничность складчатости, проявляющаяся в изменении мощности слоев и соответственно угла наклона кровли слоя по сравнению с его подошвой, наблюдается и в литологически однородных пачках.

В дисгармонично смятой толще все породы в большей или меньшей степени испытывают внутрислойные изменения мощности. Сильнее всего обычно изменяют мощности глинистые породы, затем идут мергели, известняки и песчаники. Обычно в этих случаях отмечается увеличение мощностей в замках по сравнению с мощностями на крыльях, хотя встречается и обратная направленность изменения мощностей.

Довольно наглядный пример такой складчатости представляет стенка карьера Риж-губы (Кольский полуостров), где на нижнем уступе карьера вскрывается толща моноклинально падающих на юго-восток сливных кварцитов, а на верхнем уступе видны опрокинутые на юго-восток антиклиналь и синклиналь, слагающиеся слегка окварцованными филлитами (рис. П-8). В ядре антиклинали увеличение мощности нижнего слоя трехкратное, а следующего — приблизительно семикратное. Самый верхний слой, обрисовывающий контур складки, практически не изменяет мощности при переходе через замок.

Интересные примеры развития дисгармоничной складчатости в метаморфических породах можно найти в работах А. А. Сорского (1952), Н. Г. Судовикова (1954, 1964), Н. В. Горлова (1962, 1967), К. А. Шуркина (1960, 1962) и в ряде

других. Н. В. Горлов подчеркивает важность изучения складок внутрипластового течения и указывает, что отличительной особенностью последних является максимальное их развитие в средней части податливого слоя и выполаживание с приближением к границам неподатливого слоя. Он связывает это с тем, что «деформации подобного рода начинают развиваться в наименее вязких горизонтах пластичного слоя, где течение материала осуществляется наиболее свободно и силы трения в слое являются наименьшими. Максимальных значений силы трения достигают в контакте податливого слоя с неподатливым, здесь внутрипластовые складки упрощаются вплоть до исчезновения» (Горлов, 1967, с. 25). Число таких примеров можно увеличить, однако интереснее обратиться к более сложным, поскольку каждый из них включает и относительно простые случаи.

Неравномерное течение с появлением дополнительных складок набегаания.

В отдельных прослоях, образующих складки, иногда наблюдается дополнительная мелкая дисгармоничная складчатость в виде небольших острых изгибов слоев с постепенным увеличением интенсивности и резкости выпуклости. Наметившись на одном из пластов в виде незначительного «выроста» — увеличения мощности на моноклинальном участке крыла складки, эти изгибы постепенно делаются все более острыми и местами по высоте почти сравниваются по уровню с основной складкой, на крыле которой они возникли. Такие мелкие складочки набегаания имеют асимметричное строение: более короткое и крутое крыло их обращено к своду основной складки, более пологое — постепенно выполаживается и приобретает залегание, согласное с общим падением крыла этой крупной складки. Помимо дисгармоничных складочек, осложняющих крылья складки в отдельных участках, в своде ее также наблюдается дисгармония, выражающаяся в значительном раздувании мощности того или иного слоя на своде и связанном с этим различии контура складки выше и ниже этого раздува (см., например, складки возле с. Алпана; Кириллова, 1949, рис. 36).

Многочисленные примеры такой складчатости можно найти в обнажениях толщи светлого флиша на Новороссийском шоссе, где серия остроконечных складок причудливо сменяет одна другую, причем характерно многостепенное усложнение складок все более мелкими изгибами. Многие складки имеют резко «оттянутые носы» за счет увеличения мощностей в замках антиклиналей. Наиболее резко увеличивают мощность в замках глинистые прослои; спонголиты обычно изменяют мощность меньше и в сводах либо плавно перегибаются, либо разламываются (Кириллова, 1949).

Т. М. Дембо (1948), изучавший строение протерозойских толщ Енисейского кряжа, пришел к выводу, что изменение характера деформации и ее усложнение в отдельных слоях обусловлены различиями структурно-механических свойств пород. Он связывает развитие мелких складок с кливажем (называя его сланцеватостью. — *И. К.*) и отмечает, что в мелкоскладчатых филлитах всегда имеют место смещения вдоль плоскостей этой сланцеватости и что при отсутствии других одновременных деформаций в этом случае образуются складки чистого скальвания. В первично глинистых слоях при сближенных поверхностях кливажа деформация развивается плавно. В более прочных изначально алевритовых и песчаных прослоях эти плоскости расположены реже и выражены слабее, вследствие чего для выравнивания хода деформации величина элементарного смещения по каждой плоскости в этих прослоях увеличивается и может происходить разрыв сплошности пласта и распадение его на ряд линз.

Изменение характера деформаций в зависимости от структурно-механических свойств породы иллюстрируется шлифом филлита (рис. II-9), где видна деформация нескольких параллельных алевритовых слоев. Мощный слой внизу

не обнаруживает признаков скальвания, так же как и следующий, менее мощный. Самый верхний алевроитовый слой, по мнению Т. М. Дембо (1948), «испытал преимущественно скальвающие деформации, и образовались складки скорее скальвания, чем изгиба. Из-за неравномерности смещений складки состоят здесь из множества мелких складочек скальвания, которые, интегрируясь, образуют сложную складку, повторяющую конфигурацию простой складки изгиба соседнего слоя. В отличие от нижнего слоя, мощность его, измеренная перпендикулярно к ограничениям, заметно уменьшается в крыльях складочек скальвания, в то время как мощность, измеренная параллельно сланцеватости (кливажу — И. К.), остается повсюду более или менее постоянной, что является характерной особенностью складок скальвания» (Дембо, 1943, с. 85).

Предлагаемое Т. М. Дембо объяснение близко к высказываниям многих авторов и более поздних, и более ранних работ. Такая непосредственная связь увеличения интенсивности деформации и уменьшения мощности слоя или, вернее, обратная зависимость между мощностью слоя и интенсивностью деформации при прочих равных условиях как будто не вызывает возражений у исследователей. Также кажется уже привычным различный характер деформации в слоях разного литологического состава. Однако интересно, что местами изменение формы складок приурочивается к слоям с изменяющейся внутри слоя литологией. Так, например, в нижнемеловом флише в верхнем течении р. Дашагыл-чай (Восточный Кавказ) встречаются «двойные» слои: они охватывают два элемента ритма, причем нижнюю половину слоя составляет тонкополосчатый слабо косоугольный алевролит, а верхнюю — мергель. Именно в этих «двойных» слоях и обнаруживаются дополнительные складочки, осложняющие строение толщ и приводящие к увеличению количества складок вверх по разрезу. Не исключено, что на появление дополнительных складочек в пачке, внешне кажущейся литологически однородной, могут влиять не обнаруживающиеся при беглом осмотре обнажения какие-либо неоднородности состава или строения слоя, меняющие распределение напряжений в том или ином участке слоя.

Приведем еще несколько примеров сложной связи дисгармонии складчатости с литологией. Явно выражена такая складчатость в обнажениях толщи сланцев нижнего палеозоя вдоль долины р. Ардон, в нескольких километрах выше с. Нузал. Здесь (рис. II-10) по песчаным прослоям вырисовывается ступенчато-коробчатый профиль складки, а по слоям сланцев складчатость имеет значительно более сложный характер. Слои песчаника рассечены мелкими

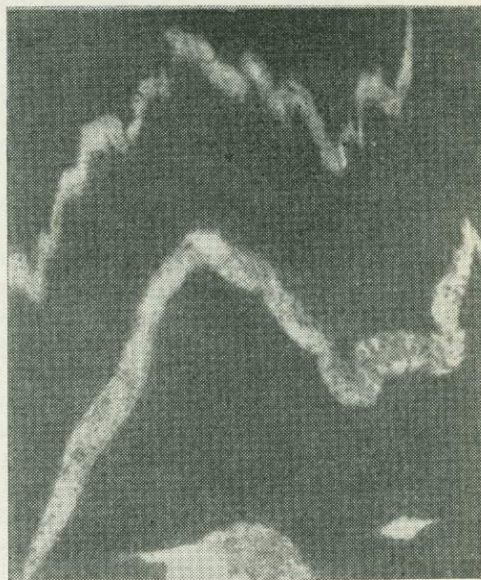


Рис. II-9. Изменение характера деформаций в зависимости от структурно-механических свойств пород в протерозойских филлитах Енисейского края. По Т. М. Дембо (1948).

Светлые слои — песчано-алевритистого состава, темные — глинистые. Шлиф, $\times 10$

разрывами, расчленяющими их на плоские будиноподобные участки трапециевидного сечения. Сланцы же изгибаются без нарушения сплошности слоев и осложняются многочисленными дополнительными складочками.

Интересно, что в отдельных участках в толще сланцев шарниры «ныряют» настолько круто, что тонкие пласти образуют в обнажении как бы телескопический набор труб-полуцилиндров, в торцевых срезах которых видна мелкая синусоидальная гофрировка.

В складчатых областях различные стратиграфические комплексы очень часто резко отличаются по литологии и, соответственно, по механическим свойствам. В связи с этим дисгармония складчатости приобретает региональное выражение, определяя формирование этажей деформации (Шолпо, 1964). Такие этажи довольно четко могут быть намечены в восточной части Большого Кавказа (Сорский, 1962; Шолпо, 1962). Аналогичная схема развития различных типов складчатости на разных уровнях была дана В. В. Эзом (1962) для зоны Главного каратауского разлома. Однако из-за относительно небольшой глубины эрозионного вреза в этой зоне в обнажениях видны только отдельные горизонты, так что выявлению масштабов дисгармонии существенно способствовали материалы детальных геологических съемок.

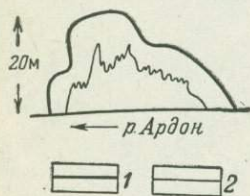


Рис. П-10. Схематическая зарисовка обнажения кристаллической толщи нижнего палеозоя в долине р. Ардон. Зарисовка И. В. Кирилловой. 1 — контур складки по слою песчаника; 2 — то же, по слою глинистого сланца

Хорошие примеры дисгармоничной складчатости разного масштаба можно найти в работе М. В. Гзовского (1963) по хребту Каратау.

То, что во всех приведенных выше примерах дисгармоничная складчатость в какой-то мере была связана с поперечной складчатостью с крутыми или вертикальными шарнирами, отнюдь не означает, что такое соотношение является обязательным. Но оно может встречаться

довольно часто, поскольку дисгармония свидетельствует о дополнительном нагнетании материала в замок, которое может идти не только с крыльев складки, но и с участков ее периклиналей. В случае резких переходов по простиранию складки от участков выжимания к участкам нагнетания, вероятно, обязательно появление складок с крутыми и вертикальными шарнирами.

Перемещение слоев и пачек друг по другу с различным смятием разных частей разреза. Почти все учебники и руководства по структурной геологии приводят схемы складок, дисгармонично сорванных со своего основания. Значительно реже приводятся не идеализированные, а реальные примеры крупных структур такого рода. Это связано с тем, что условия обнаженности и глубины эрозионного вреза далеко не везде позволяют наблюдать крупные дисгармоничные складки, поэтому большей частью заключение о дисгармоничной складчатости основывается на сопоставлении смежных профилей. В этом отношении очень удачным оказывается район Вахшского гребня на юго-западном погружении хребта Петра Первого. Глубина эрозионного вреза достигает здесь 1—1,5 км, а слабая задернованность склонов не скрывает от наблюдателя сложности дисгармоничной складчатости и различий внутренней тектоники отдельных толщ. Вахшский гребень и территория к югу и юго-востоку от него слагаются мощными мезо-кайнозойскими толщами, смятыми в складки северо-восточного простирания. Контакт мезо-кайнозоя с подстилающими гранитами и кристаллическими породами палеозоя тектонический.

Верхнеюрские отложения здесь имеют очень ограниченное распространение. Представлены они гипсами с незначительными линзами и пропластками

глин. В ядре Даринамакской антиклинали вскрывается юрская соляная залежь.

Отложения нижнего мела представлены в основном косослоистыми песчаниками преимущественно лиловато-красного цвета, тонкозернистыми, нередко грубозернистыми, с редкими прослоями темных сланцев. Зачастую отдельные пласты и пачки мощностью в несколько метров выклиниваются на протяжении нескольких десятков метров. Мощность отдельных слоев колеблется от долей метра до нескольких метров. Общая мощность нижнемеловой толщи — около 1000 м.

Для отложений верхнего мела характерно частое переслаивание темных глинистых сланцев и серых известняков. В основании и в верхней части разреза встречаются гипсы мощностью в несколько десятков метров, преобладают мягкие глинистые сланцы. Прослой известняков и песчаников большей частью имеют мощность порядка нескольких десятков сантиметров и реже метров или десятков метров. Общая мощность толщи достигает 700 м.

Разрез третичных отложений начинается морским палеогеном, представленным чередованием глин, гипсов, известняков, мергелей и песчаников. При общей мощности этой толщи в несколько сотен метров известняки и песчаники вместе составляют не больше $\frac{1}{3}$ мощности толщи, появляясь в виде прослоев с максимальной мощностью 30—40, а чаще 10 м среди значительно преобладающих пластичных глин и гипсов. Последние встречаются как в виде тонкого переслаивания с глинами, так и в виде самостоятельных пачек мощностью в 10 м и более.

Выше лежит красноцветная («кирпичная») свита верхнего палеогена и нижнего неогена, слагающаяся в нижней части мощными пластами песчаников, в верхней — переслаивающимися песчаниками и песчанстыми глинами. Общая мощность свиты — больше 1000 м. Оканчивается разрез переслаивающимися конгломератами, песчаниками и глинами хингоуской свиты и конгломератами тавильдаринской свиты неогена суммарной мощностью в несколько тысяч метров.

Если расположить перечисленные выше стратиграфические комплексы в соответствии с возрастающей общей пластичностью, то получится ряд: тавильдаринская свита, нижний мел, хингоуская свита, кирпичная свита, палеоген и верхний мел.

Описывая в таком же порядке характер проявлений складчатости в отдельных толщах, можно довольно легко убедиться, что этот ряд в общем отражает интенсивность развития складчатости в толщах. Конгломераты тавильдаринской свиты, слагающие ядро одноименной синклинали, залегают почти горизонтально с еле заметным наклоном к юго-востоку. Пласты их, образующие в сечении массивные стены, ровно и спокойно прослеживаются почти на одном уровне на протяжении нескольких километров.

Вся мощная толща нижнемеловых песчаников смята в крупные складки более или менее плавных очертаний. Размеры складок измеряются километрами в поперечном сечении складок и десятками километров по направлению их простирания.

В хингоуской свите неогена, сложенной конгломератами, песчаниками, мергелистыми песчаниками и глинами, наблюдаются местами флексуры и складки, затухающие, по-видимому, вверх и вниз, не выходя за пределы толщи.

Песчаники и глинистые сланцы кирпичной свиты, участвующие в строении Даштихасанской антиклинали, собраны местами в мелкие, сильно сжатые и разорванные изоклинальные складки.

Морские палеогеновые отложения характеризуются резкой дисгармонией складчатости. Так, например, в широком ядре Яфучской антиклинали, разрезанной долиной р. Оби-Хингоу (рис. II-11), над сравнительно плавно и полого изогнутыми эоцен-датскими известняками толща переслаивающихся глин, гипсов и известняков морского палеогена слагает несколько крупных складок с меняющимся по простиранию профилем. В ядрах складок лежат гипсы, мощность которых резко меняется на очень коротких участках. Тонкие прослои черных глин, залегающих в гипсовых пачках, обнаруживают в местах раздувов мощности последних интенсивную гофрировку.

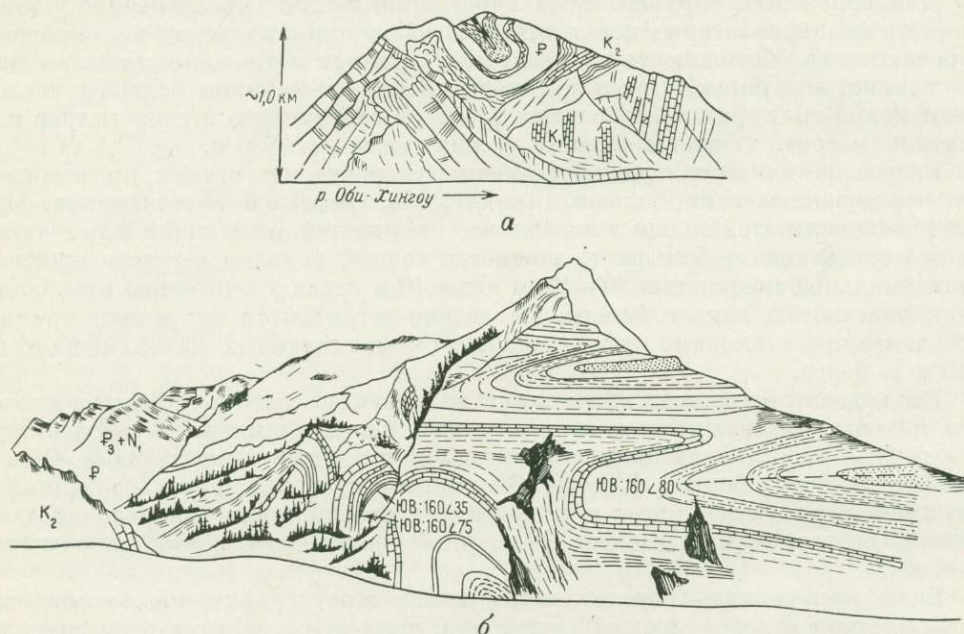


Рис. II-11. Сложная дисгармоничная складчатость в меловых и палеогеновых отложениях левобережья р. Оби-Хингоу. Зарисовки И. В. Кирилловой.

а — вид ядра Яфучской складки с востока, со стороны оз. Кабут-Хаус, б — вид на ядро той же складки с юга, со стороны кишлака Деги-Боло

Граница между верхним и нижним мелом ощущается даже издали не только по цвету, но и вследствие резкой разницы в характере внутренней тектоники этих толщ. В отличие от нижнемеловых песчаников, переслаивающиеся известняки и глинистые сланцы верхнего мела образуют множество более мелких складок на фоне более крупных структур, в строении которых участвует вся толща верхнего мела. Эти складки характеризуются значительно меньшей протяженностью по простиранию и соответственно меньшими размерами в поперечном сечении. Складки, наблюдающиеся в этой толще, обычно не прослеживаются из одного сая в другой, хотя последние часто находятся на расстоянии 2—4 км один от другого.

В левом борту сая Бейдыхо (рис. II-12, а) переслаивающиеся известняки и глинистые сланцы верхнего мела в ядре упомянутой выше синклинали слагают несколько небольших антиклинальных складок, опрокинутых на северо-запад. Осевые поверхности складок наклонены на юго-восток значительно круче (50—70°), чем подстилающие складки пласты нижнемеловых песчаников (40°).

В отдельных более тонкослоистых пачках на этом фоне проявляется мелкая волнистость, довольно быстро затухающая в стороны. Местами наблюдаются небольшие поверхности скалывания.

В сая Дарайнамак ядро синклинали значительно более сжато (рис. II-12, б). Пачка известняков нижней половины верхнего мела образует на северо-западном крыле (почти в замковой части)

только одну килеватую, слегка опрокинутую на северо-запад антиклиналь. Ядро ее складается глинистыми сланцами, которые выше по восстанию крыла местами почти нацело выжаты, и известняки контактируют непосредственно с гипсами и глинами основания верхнемеловой толщи и частично с песчаниками нижнего мела. Те же пачки на юго-восточном опрокинутом крыле синклинали почти нигде не наблюдаются в нормальной последовательности. Все они сорваны по тому или иному пласту, и в общем вся толща верхнего мела сорвана по базальной глинисто-гипсовой толще и смята. Размеры складок колеблются от очень небольших до нескольких десятков метров. Осевую поверхность синклинали провести в верхнемеловой толще довольно трудно, так как только в верхней части склона пласты образуют кажущуюся простой синклиналию складку. Подстилается последняя серией более мелких антиклинальных складочек, осевые поверхности которых падают на северо-западном (нормальном) крыле синклинали круче пластов, а на юго-восточном (опрокинутом) — положе. В среднем они падают на юго-восток под углами 50—60°.

Пластовые срывы развиты не только в основании верхнего мела, но и по всей его толще. Также развиты пологие надвиги, которые падают в ту же сторону, что и пласты, и, по-видимому, простираются параллельно простираению последних.

На левом берегу Вахша ниже устья сая Кундыз-амун на северо-западном крыле той же синклинали наблюдается сундучная антиклиналь (см. рис. II-12, в) наполовину срезанная долиной Вахша в разрезе ближнего сая и полностью сохранившаяся в дальнем. Антиклиналь имеет значительно бóльшие размеры,

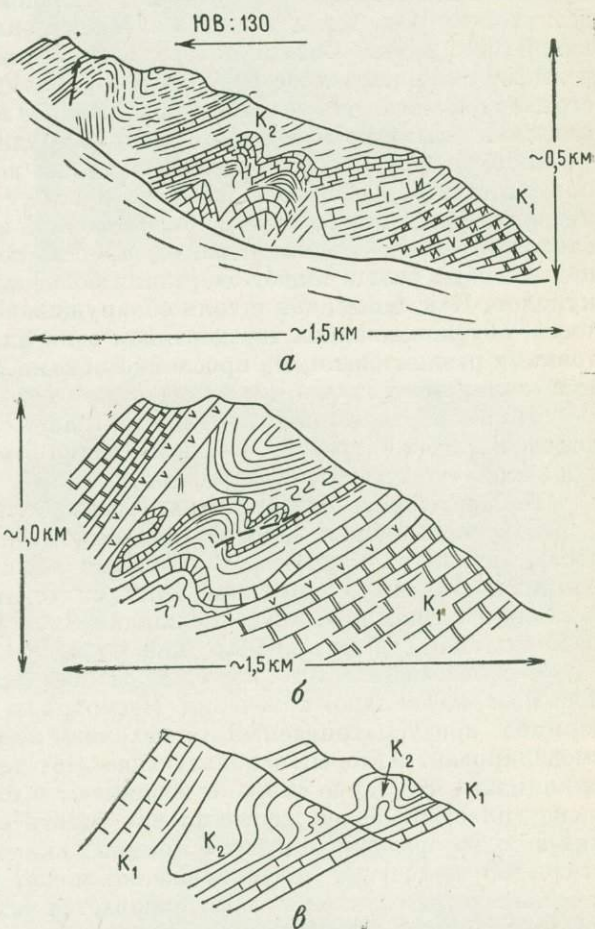


Рис. II-12. Дисгармоничная складчатость в мезозойских толщах Вахского гребня. Зарисовки И. В. Кирилловой.
а — по левому борту сая Бейдыхо, б — по сая Дарайнамак, в — ниже устья сая Кундыз-амун

чем мелкие складки, наблюдающиеся в бортах саев Бейдыхо и Дараинамак. Высота складки от ее основания превышает 100 м. По простиранию на северо-восток эта складка затухает одновременно с уменьшением ширины синклинали.

В десяти километрах к северо-востоку, в саве Ходжа-Али-Шо на том же северо-западном крыле синклинали наблюдается уже более мелкая складчатость, проявляющаяся как в виде сундучных складок высотой от основания в пределах десятков метров, так и в виде килеватых складок, не выходящих за пределы какой-либо пачки. Осевые поверхности мелких складок падают на юго-восток и имеют северо-западное падение под различными углами. В целом толща настолько перемята, что составить более полное представление о внутреннем строении синклинали по этому саю довольно трудно.

Верхнеюрская соляно-гипсовая толща в пределах района обнажается на поверхности на небольшой площади и всюду сопровождается линией Вахшского надвига. Выход соли в ядре Дараинамакской антиклинали также, по-видимому, связывается с небольшим надвигом, простирающимся с северо-востока на юго-запад. Выходы толщи имеют очертания более или менее неправильных линз или куполов. Как гипсы, так и соль обнаруживают грубую полосчатость. Полосчатость, обуславливаемая чередованием соли или гипса разной окраски, а также тонкими разлинзованными прослойками глин, испытывает незначительную мелкую волнистость.

Таким образом, внутренняя тектоника мезо-кайнозойских толщ, слагающих Вахшский гребень, очень наглядно демонстрирует своеобразие дисгармоничной «этажности» деформаций.

Избирательная складчатость. Среди большого разнообразия складчатых форм, в очень общем виде объединяемых термином дисгармоничная складчатость, пожалуй, наименее изученными являются складки, представляющие крайнюю степень дисгармонии, когда складчатым является только один пласт, а в окружающих его породах складки либо резко затухают вверх и вниз по разрезу, либо совсем не обнаруживаются.

В геологической литературе за такими складками необоснованно закрепилось название складок волочения. Несмотря на достаточную распространенность термина, предусматриваемый им механизм не был обоснован теоретически или смоделирован. Авторы, использующие этот термин, без особых доказательств принимают, что такие складки возникают в пластичных породах, залегающих между пластами более жесткими при относительном проскальзывании последних в ходе формирования более крупных складок. Между тем, если даже допустить, что волочение при скольжении может породить складки, практически в большинстве случаев не обнаруживается тех мощных пластов, перемещение которых должно было привести механизм в действие (см., например, Кириллова, 1949). Кроме того, как подчеркивалось уже неоднократно (например, de Sitter, 1957, 1958, 1963), это название неприемлемо, поскольку такие складки очень типичны не только для крыльев, но и для замков более крупных складок, где скольжение по напластованию отсутствует.

Не рассматривая теоретических построений различных авторов *, заметим, что объяснение данного типа складчатости с чисто механических позиций встречает большие трудности, поскольку наиболее существенной отличительной чертой морфологии рассматриваемых складок, как уже говорилось, является их крайне резкая дисгармония: интенсивно складчатый слой может быть располо-

* Некоторые попытки анализа таких складок предпринимались в последнее время (de Sitter, 1957, 1963; Ramberg, 1960; Ghosh, 1966; Кириллова, 1968).

жен среди нескладчатых или же очень полого волнистых пластов, не будучи связан с ними постепенным ослаблением интенсивности деформации. При этом более толстые слои могут быть деформированы сильнее, чем расположенные вблизи тонкие. Такие складки характерны, например, для южного крыла центральной части мегантиклинория Большого Кавказа, вскрываемого долинами рек Риона и Большой Лиахвы. Флишевые толщи верхней юры и нижнего мела на этом участке образуют серию ступенчатых асимметричных несколько запрокинутых к югу складок. В целом зеркало складчатости на этом участке очень полого. Мелкие складки, интересующие нас, наблюдаются вдоль дороги, идущей по правому борту р. Большой Лиахвы выше устья р. Гли-дон. Они осложняют здесь днище и южное крыло синклинали. Основную часть разреза слагают сильно кливажированные мергели, в которых прослой темно-серых известняков и кривослоистых известковистых алевролитов образуют серии дисгармоничных складок. Например, изображенная на рис. II-13, а серия изоклинальных складочек с весьма выдержанной амплитудой около 0,5 м слагается алевритистым известняком мощностью 0,15 м. Складочки сжаты настолько, что при округлых замках

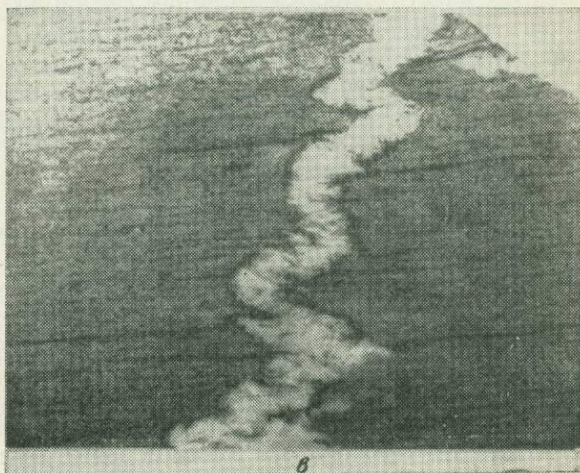
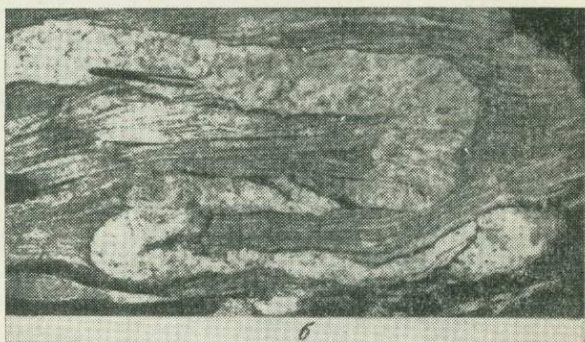
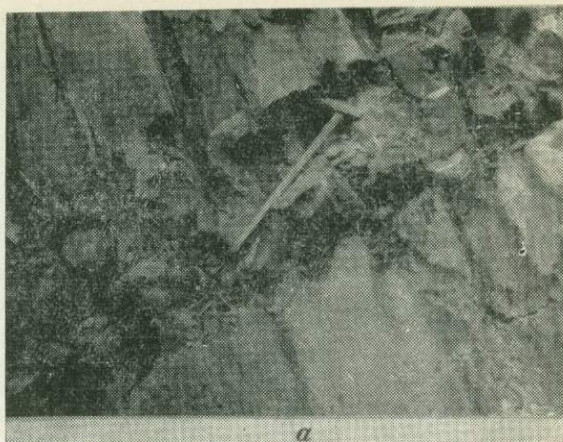


Рис. II-13. Резко дисгармоничная складчатость:

а — слой алевритистого известняка среди мергелистых сланцев верхней юры — нижнего мела в долине р. Большой Лиахвы (южный склон Большого Кавказа); б — складчатая пегматитовая жила в гнейсе (Западная Гренландия), по Рамбергу (Ramberg, 1956); в — кварцевая пегматитовая жила в тонкозернистом биотитовом сланце (Северное Приладожье), по Н. Г. Судовинову (1964). Шлиф, $\times 3$

крылья их почти вплотную сближены; они напоминают так называемые птигматитовые складки, а также «кишечные складки» типа приводимых в учебниках в качестве примера складчатости в гипсовых толщах. Вследствие сближенности замков складочек при выветривании по огибающим их «зеркалам складчатости» местами образуются поверхности грубой отдельности, параллельные общему напластованию толщи, однако признаков скольжения или волочения по этим поверхностям не обнаруживается.

Аналогичные складочки встречаются не только в различных участках флишевой зоны южного склона Большого Кавказа; они, по-видимому, вообще свойственны флишевым зонам, а возможно, и осевым зонам геосинклиналей (Maxwell, 1962; Richter, 1958; de Sitter, 1956). Наиболее поразительной особенностью



Рис. П-14. Деформация слоев песчаника (точки) в толще лейаса в бассейне р. Андийское Койсу (Большой Кавказ). По В. Н. Шолпо (1964)

их является «прямая» зависимость интенсивности складчатости от мощности слоя. Для большинства складчатых толщ, как уже говорилось выше (см. также Белоусов, 1962; Сорский, 1962), устанавливаются «обратные» соотношения, т. е. при прочих равных условиях более мощные пласты дислоцированы слабее пластов меньшей мощности. В данном случае наиболее сильно смятыми оказываются более мощные слои, а менее мощные либо слегка неправильно волнисты, либо рассекаются поверхностями скалывания, примерно параллельными региональному кливажу. Второй особенностью этих складок является отсутствие заметного увеличения мощности в замках. И только одна черта сближает эти складки с обычными, широко распространенными в складчатых зонах мелкими складками: и те, и другие характеризуются полным соответствием ориентировок осевых поверхностей и секущего толщ кливажа. Лучше, по-видимому, говорить именно о соответствии, а не о параллельности, поскольку параллельность нарушается веерообразным схождением — «втеканием» кливажных поверхностей в вогнутые участки замков складок и «обтеканием» — огибанием — выпуклых с образованием деформационных теней.

Поражает сходство таких дисгармоничных складок с некоторыми складками пегматитовых жил, подчеркивавшееся уже Рамбергом (Ramberg, 1956; Судовиков, 1964); принципиальное отличие заключается только в том, что в последних вместо кливажа мы видим гнейсовую полосчатость (см. рис. П-13, б, в). Очень похожие складки встречаются также в протерозойских толщах с меньшей степенью метаморфизма.

Специфическое своеобразие складок такого типа, их явная приуроченность к каким-то отдельным слоям послужила для некоторых авторов (например, Wunderlich, 1953; Breddin, 1963) основанием выделения их под названием избирательной складчатости.

Также специфичны и избирательны явно связанные с развитием регионального кливажа деформации песчаных прослоев в толще лейаса в бассейне р. Андийское Койсу (Шолпо, 1964), изображенные на рис. П-14. Их отличает от описанных выше ляхвинских складок несколько большая степень интенсивности складчатости в тонких прослоях и меньшая — в толстых, т. е. некоторое приближение к привычным «обратным соотношениям» мощности слоя и интенсивности деформации.

Совокупность специфических особенностей резко дисгармоничных избирательных складок во флишевых отложениях приводит к заключению, что такие складки зарождаются в осевой зоне флишевого прогиба тогда, когда породы

еще далеко не полностью литифицированы, а многие слои совсем мягкие (неконсолидированные). Деформации развиваются длительно и дифференцированно в слоях разной степени литификации. Весьма существенную роль в этом процессе, по-видимому, играет поперечное к напластованию движение насыщающей отложения воды. При этом тонкие слои под напором мигрирующих более подвижных компонентов срезаются вдоль зон концентрации кливажа, а слои более мощные, соответственно более прочные и с большим сопротивлением скалыванию, сохраняют свою сплошность, сминаясь в складки, осевые поверхности которых ориентируются параллельно направлению восходящего движения масс (подробнее см. Кириллова, 1968).

Аналогичным образом может сказаться такое сквозное движение подвижных компонентов и в более глубоких структурных зонах, где процессы гранитизации оказываются синхронными с формированием птигматитовой складчатости, также проявляющейся избирательно.

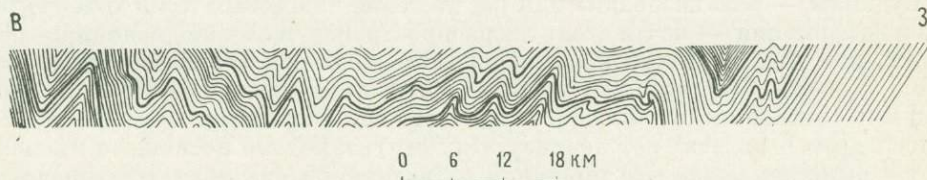


Рис. П-15. Распределение мелкой складчатости в железистых кварцитах Западно-Ингулецкой синклинали (Южный борт карьера ЮГОК). По Н. Б. Заборовской и М. С. Маркову (1963)

Для мелкой дисгармоничной складчатости часто характерны неравномерность развития, «зональное» проявление складчатости при сохранении общего характера разреза.

По Т. М. Дембо (1948), в протерозое Енисейского кряжа «мелкие и микроскопические складки имеют то же простирание, что и региональные складки... характерной и весьма типичной особенностью мелких складочек является строгая параллельность их осевых плоскостей с плоскостями сланцеватости (кливажа. — *И. К.*) породы. В отличие от сланцеватости (кливажа. — *И. К.*), мелкая складчатость развита не повсеместно, а в зонах, вытянутых по простиранию филлитов и достигающих иногда значительных размеров (до нескольких километров в длину и нескольких сотен метров в ширину)» (с. 81). По-видимому, так фиксируется неоднородность движения материала в разных участках складчатой зоны. В качестве примера можно привести рис. П-15. Авторы (Заборовская, Марков, 1963) подчеркивают, что складки имеют резко выраженный дисгармоничный характер, они быстро затухают вверх и вниз по разрезу, причем в расположенных ниже горизонтах на смену выклинившимся складкам приходят новые того же типа.

Резюмируя, следует сказать, что обычно дисгармоничная складчатость фиксирует зону или полосу неравномерного проявления деформации. Нижняя граница такой полосы часто совпадает с границей механически разнородных слоев (или пачек): верхнего — более пластичного и нижнего — менее пластичного. Иногда и верхняя граница фиксирует такой раздел, отмечая исчезновение более пластичной части разреза. Однако довольно часто нет видимого изменения литологии толщ, которое может объяснить дисгармоничность складчатости на том или ином уровне. Все слои: и охваченные дисгармоничной складчатостью, и незатронутые ею — кажутся литологически сходными и в их современном, уже деформированном состоянии достаточно однородными.

В таком случае нет никаких видимых оснований относить разнородность деформации за счет каких-то различий пород, проявившихся на более ранней стадии их жизни. Возможно, в данном случае неравномерность проявления складчатости — ее дисгармония — объясняется неравномерным распределением напряжений, наличием каких-то полос их концентрации или рассеяния. Не исключено, что зоны или уровни средоточия дисгармоничных складок могут намечать своеобразную сетку полос внутренней дифференциации движений, в ячейках которой будут оставаться блоки пород, такой дифференциацией не затронутых, т. е. пород, принимавших участие в деформации либо целиком, «en bloc», либо деформация, если и «пронизывала» их, то была лишена внутреннего градиента.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗЛИНЗОВАНИЕ

Будинаж — разлинзование или расчленение пластовых тел в ходе тектонической деформации — почти столь же распространен в сложнодислоцированных толщах, как и дисгармоничная складчатость, хотя они большей частью встречаются порознь. Это явление, впервые специально изученное Лоэстом (Loest, 1909) и названное им будинажем, отмечалось еще в прошлом веке (Heim, 1878). За последние пятьдесят лет анализу этих структур было посвящено множество работ и было доказано, что причиной их возникновения является неравномерное растяжение пластов, даек, жил и прожилков при деформации слоистой толщи (см. также гл. I).

Практически все исследователи без исключения приходят к выводу, что наиболее четко структуры растяжения проявляются в породах, которые во время деформации были относительно более твердыми или вязкими.

Установлена также и прямая зависимость размеров образующихся линз (будин) от мощности растягивающегося пластового тела. При прочих равных обстоятельствах длина будины в поперечном сечении тем больше, чем слой толще (Белоусов, 1952; Гуревич, 1954; Сорский, 1950; Долгинов, 1958; Ramberg, 1955).

Большое количество работ и в первую очередь таких специальных обобщений, как исключительно интересная статья Н. Г. Судовикова (1957), посвященная петрологическому значению будинажа в условиях ультраметаморфизма, работа Рамберга (Ramberg, 1955) об экспериментальном и природном будинаже и сводка фактического материала по будинаж-структурам Г. В. Тохтуева (1967), позволяют нам затронуть выборочно лишь наиболее интересные и наименее освещенные в геологической литературе детали этого явления.

Необходимо подчеркнуть, что чрезмерно широкое толкование термина приводит к тому, что в категорию будинаж-структур включается также расчленение серии пластов почти любыми системами разрывов (см., например, Тохтуев, 1967, с. 38). Однако специфика будинажа, или послойного тектонического разлинзования, заключается в том, что процесс концентрации растяжения избирательно проявляется в том или ином пласте или пачке, выражаясь либо возникновением шеек — пережимов мощности, либо расчленением пласта по поверхностям отрыва или скальвания, причем в смежные слои эти нарушения не продолжают, а вместо пережимов там возникают раздувы мощности.

Конвергенция внешних признаков приводит к тому, что часто в категорию будинажа включаются структуры самого различного генезиса. Это довольно наглядно показывает Г. В. Тохтуев, собравший обильный литературный материал по породам самого различного возраста. Однако стремление охватить

все возможные случаи расчленения пластов привело и этого автора к тому, что он выделил в своей классификации будины с круглым сечением и шарообразные, которые явно не могут быть объяснены механизмом растяжения и, по-видимому, не случайно не нашли отражения в предложенной им таблице типов механизма образования будинаж-структур.

Вероятно, во избежание смешения понятий целесообразно ограничить термин будинаж, рассматривая его как частный случай тектонического разлинзования, локализованного послойно таким образом, что наибольшая ось поперечного сечения образующейся линзы располагается параллельно напластованию. В случае когда эта ось ориентируется поперек напластования, линзы можно классифицировать как муллион-структуры (о них мы будем говорить ниже). Должны быть исключены из структур будинажа и отнесены в особую категорию структур тектонического разлинзования весьма интересные в тектоническом отношении крупные линзы известняков Иртышской зоны смятия, которыми контролируется полиметаллическое оруденение Прииртышья (Иванкин, 1957), и другие аналогичные структуры, в которых расчленение толщ на блоки и линзы осуществляется системами секущих эти слоистые толщи разломов или зон скальвания и рассланцевания*.

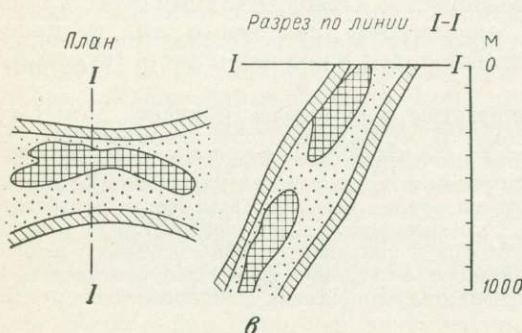
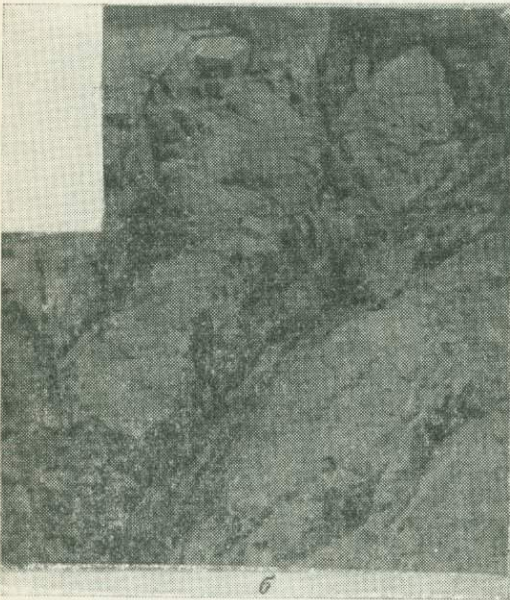
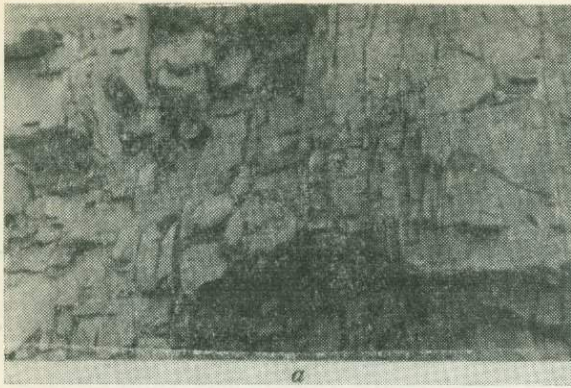
Как мы уже отметили, все авторы сходятся на том, что при раздавливании, нормальном к напластованию, и дифференциальном растяжении разделяются на будины породы, оказавшиеся наименее пластичными в условиях деформации. В глубоко метаморфизованных толщах ими чаще всего оказываются дайки и пластовые тела амфиболитов, жилы гранита или пегматита, а в более высоких структурных этажах складчатых областей — пласты известняков и песчаников среди глинистых сланцев и мергелей, а иногда также дайки основных пород.

Несмотря на то что «классические» описания будинажа относятся к осадочным и слабо метаморфизованным толщам, в нашей литературе наиболее широко освещен будинаж в кристаллических породах фундамента, а описания, относящиеся к толщам осадочных пород, единичны (см., например, Сорский, 1955).

Поскольку мощности пластов бывают весьма различными, во всех структурных этажах встречаются тектонические линзы самых разнообразных размеров — от линзочек в несколько сантиметров или даже в доли сантиметра в поперечнике до крупных тел во многие метры мощностью и соответственно в несколько раз большей длины (рис. II-16). Структуры, достигающие длины (в поперечном сечении) 500 м, довольно широко распространены в Кривом Роге (Тохтуев, 1958), Прибайкалье (Делицин, 1958, 1961) и в ряде других мест. Линзы особо крупного размера выявляются очень редко, вероятно, потому, что для этого необходимо непосредственно проследивать на значительные расстояния очень мощные толщи.

Необходимо подчеркнуть одно обстоятельство. Отношение суммарной длины будин и межбудинных промежутков (m на рис. II-17, а) к сумме длин, расположенных на том же участке будин, образовавшихся из одного пласта (сумма n),

* Г. В. Тохтуев (1967) включает эти структуры в категорию будинажа, хотя само описание, данное автором, противоречит этому. П. Ф. Иванкин (1957) подчеркивает, что «для полного развития процесса разлинзования необходимо сочетание двух условий: пересечение слоистости сланцеватостью под острым углом и неоднородное рассланцевание пород. При наличии этих условий, что и имело место на рудном поле, рассланцевание неизбежно приводит к нарушению сплошности пластовых геологических тел, расчленению их на отдельные блоки и дифференциальному смещению блоков в направлении односистемного движения пород. Блоки в конечном счете должны принять обтекаемую форму и ориентироваться в плоскости сланцеватости, поскольку в противном случае система в кинематическом отношении будет неустойчивой» (с. 159).



позволяет судить о степени растяжения слоев и соответственно о величине их раздавливания и уменьшения первоначальной мощности (Кузнецов, 1968). Растяжение в несколько раз, иногда более чем в десять, встречается очень часто, а для некоторых комплексов является обычным. Именно в связи с этим так часто в обнажениях встречаются одиночные будины: степень разобщения будин так велика, что размеры обнажения оказываются недостаточными, чтобы увидеть другие будины, образовавшиеся из того же пласта.

Иногда можно видеть, что будинированию подвергаются не только пласты в крыльях складок, но и ядра тесно сжатых складок (см. рис. VIII-12), что еще раз подтверждает связь будинажа с раздавливанием слоев при формировании складчатости.

Несмотря на то что тектоническое разлинзование слоев в отдельных зонах складчатых областей довольно широко развито, оно имеет явно избирательный характер. В одном и том же обнажении в близком соседстве могут находиться разлинзованные и неразлинзованные пласты, одинаковые по мощности и близкие по литологии. Могут встретиться также рядом разлинзованный слой большей мощности и сохранивший плоские границы менее

Рис. II-16. Примеры будинажа в различных породах:

a — неоднородное разлинзование разных по мощности слоев карбонатного флиша верхней юры — нижнего мела (долина р. Пшавская Арагви); *б* — будинированные диабазовые дайки в сланцевой толще лейаса (бассейн р. Терек); *в* — будинаж в железистых кварцитах (Кривой Рог). По А. Н. Чердынченко (1966)

мощный слой того же литологического состава. Также не обнаруживается определенной зависимости степени разлинзованности того или иного относительно более жесткого пласта от мощности смежных с ними пластичных. Отнюдь не обязательно окажется разлинзованным пласт, расположенный среди более мощных пластичных; может оказаться, что в нем не обнаружится пережимов мощности, а явно выраженные шейки и прочие признаки разлинзования проявятся у слоя, пластичные соседи которого имели меньшую мощность.

Для установления причин избирательности проявления тектонического разлинзования, по-видимому, необходимо послойное изучение литологии и физических свойств пород тех пачек, в которых оно широко и неравномерно выражено. Прекрасные разрезы для этой цели можно найти в долинах рек, секущих флишевую зону южного склона Большого Кавказа (см., например, рис. II-16, а)

Очень обычным, хотя и менее бросающимся в глаза результатом раздавливания слоев при образовании тесно сжатых складок является их разлинзование, проявляющееся в самых различных масштабах: известны тектонические линзы, имеющие в поперечнике от одного-двух миллиметров до нескольких сотен метров. В одних случаях разлинзование происходит в незначительной степени, и возникает чередование мест пережимов слоев и пачек с участками большей мощности (рис. II-17, б); в других — образуются многочисленные тектонические линзы, отделенные одна от другой поверхностями разрывов, и вся структура приобретает отчетливо линзовый характер (рис. II-18).

Требует изучения и ориентировка будин и межбудинных промежутков в пространстве. Вследствие того, что в обнажениях будинированные пласты видны главным образом в разрезе, а не в плоскости напластования, создается впечатление, что растяжение в плоскости напластования всегда ориентируется в направлении, перпендикулярном к простиранию, таким образом, что длинные оси будин вытянуты параллельно простиранию осей складок. Так это обычно и показывается на блок-диаграммах в различных руководствах по структурной геологии и геологическому картированию. Однако там, где удастся увидеть обнаженными поверхности напластования будинированных пластов, обнаруживается, что и будины, и межбудинные промежутки, соответственно, могут быть ориентированы по отношению к элементам складок различным образом.

Г. В. Тохтуев (1959, 1967), изучая ориентировку будин в Кривом Роге и Побужье, пришел к выводу об изменении закономерностей ориентировки в зависимости от различных условий образования будинажа. Ориентировка будин параллельно осям складок в общем преобладает, но встречаются также участки, где будины вытянуты по падению слоев или диагонально. Наблюдаются также случаи расчленения пласта двумя пересекающимися системами межбудинных промежутков с изометричными очертаниями возникающих

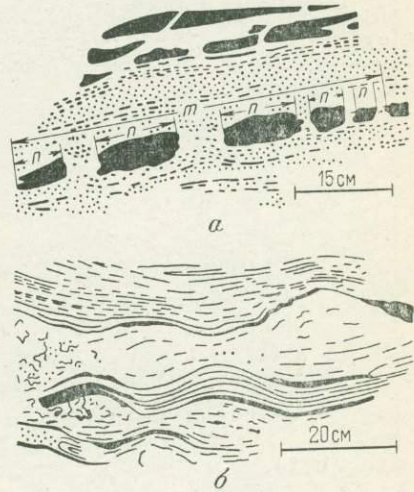


Рис. II-17. Тектоническое разлинзование в метаморфических породах:

а — разобщение будин амфиболитового пласта среди гнейсов (Северное Беломорье). Рисунок по фотографии Б. И. Кузнецова; б — разлинзованные тела сланцеватого пегматита в гнейсе (Кольский полуостров). Рисунок по фотографии Т. М. Гептнер

тектонических линз (рис. II-19). Такая ориентировка, по мнению Г. В. Тохтуева, свидетельствует об одновременном двустороннем растяжении деформирующего слоя. Несомненно, что увеличение количества данных, характеризующих растяжение пласта не в одном сечении, а во взаимно перпендикулярных или (что еще более желательно) в плоскости напластования, значительно поможет оценке общего характера деформации, ее размеров и анализу поля напряжений.

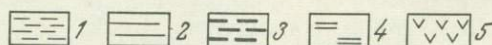
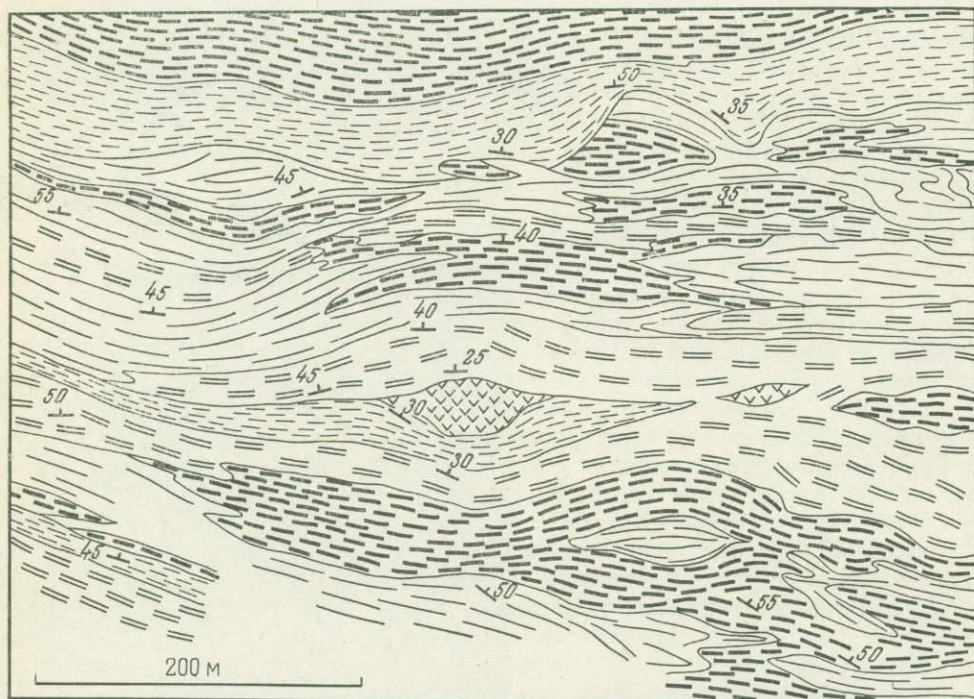


Рис. II-18. Разлинование в толще мигматизированных гнейсов беломорского комплекса (Кольский полуостров). По Т. М. Гейтнер.

1 — биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — двуслюдяные гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы; 5 — габбро и амфиболиты. Ориентировка штриховых знаков соответствует сланцеватости

Приведенные Г. В. Тохтуевым примеры, по-видимому, не охватывают все варианты возможного расположения будин в плоскости напластования. Может иметь место кулисообразное захождение линз, их «шахматное» расположение и т. п. На рис. II-20 показана поверхность пласта, испытавшего такое будинажеподобное расчленение. Видны удлиненные линзы, располагающиеся примерно в шахматном порядке как бы в ячейках сети, составленной полосами повышенной трещиноватости, по которым в промежутки между линзами известняка внедряется мергелистый материал подстилающего слоя.

Большое значение анализа формы поперечного сечения будин подчеркивали уже многие исследователи (Клоос, 1958; Судовиков, 1957; Белоусов, 1952; Cloos, 1947; Ramberg, 1955). Они считали, что многообразие морфологических типов будинажа вызвано различиями геологических условий развития дефор-

мации и разными соотношениями свойств будинированного слоя и вмещающих пород; возможно, влияет и скорость деформации. Не меньшее значение имеет изучение межбудинных промежутков, поскольку, как уже подчеркивал Н. Г. Судовиков (1954), существует тесная взаимосвязь между образованием будин, деформацией вмещающих пород и заполнением межбудинных пространств. Как известно, эти пространства заполняются либо выступами вмещающих пород, либо выделявшимся из них подвижным материалом.

Н. Г. Судовиков, изучавший тектоническое разлинование в различных областях развития докембрия, пришел к заключению, что «процесс накопления подвижного вещества в межбудинном пространстве легко представить как результат отжимания или отсасывания его из вмещающих пород. Очевидно, такой процесс возможен только при условии ограниченного содержания жидкой фазы в окружающих породах, так как при высоком ее содержании вся масса вместе с твердой фазой приобретает способность внедрения в межбудинные промежутки» (Судовиков, 1957, с. 68).

Можно согласиться с его выводами, тем более что геологические наблюдения в разных областях показывают, что чем тоньше разлинованный пласт, тем быстрее затухают вниз и вверх изгибы пластов, входящих в межлиновое пространство в его кровле и подошве. Таким образом, размер области влияния каждого межлинового промежутка так же определяется мощностью растягивающегося слоя, как и размер линз. Это вполне увязывается с представлениями, о том, что материал вмещающих более пластичных пород как бы всасывается в образующиеся области разрежения, и чем больше вертикальные размеры этой области, тем больше возникающий перепад давлений и тем сильнее она может влиять на окружающие породы.

Эта особенность заполнения межбудинных промежутков оказывается полезной в качестве индикатора подвижности того или иного вещества во время формирования структуры. «Сопоставляя межбудинные образования разных степеней и стадий метаморфизма, можно выявить изменения в составе подвижного вещества на разных стадиях метаморфизма... это может касаться и рудных веществ, миграция которых происходит во время метаморфизма, и межбудин-

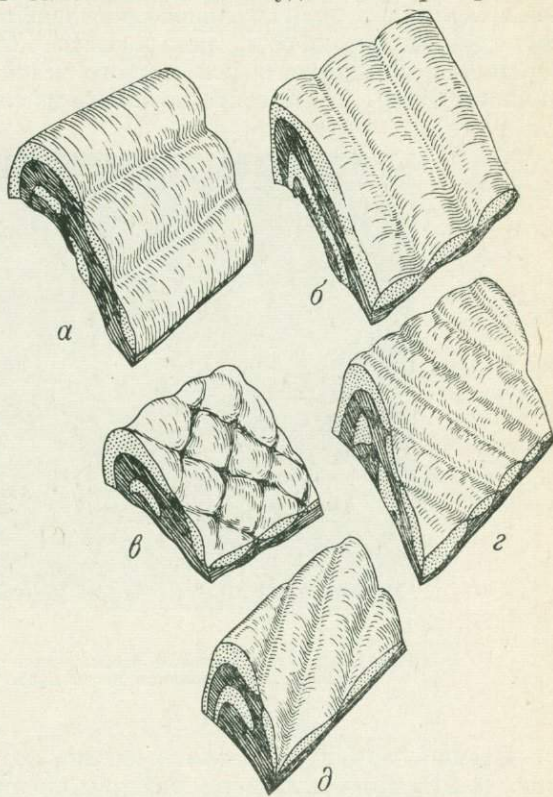


Рис. 11-19. Различная ориентировка будин в складке.
По Г. В. Тохтуеву (1967):

а — линейные межбудинные пережимы вытянуты параллельно шарниру складки, б — ориентировка межбудинных пережимов перпендикулярно к шарниру складки, в — два диагональных пересекающихся направления вытянутости межбудинных пережимов, г и д — диагональная ориентировка межбудинных пережимов

ные пространства в некоторых условиях могут оказаться местами их отложения» (Судовиков, 1964).

В связи с последним обстоятельством существенно подчеркнуть, что в процессе растяжения и разлинзования слоя ритмически располагающиеся участки понижения и повышения плотности в пережимах могут возникать еще до разрыва слоя и его окончательного расчленения. В качестве примера можно привести данные по одной из линз известковистого песчаника из флишевой толщи верхней юры и нижнего мела южного склона Большого Кавказа (см. также Кириллова, 1966). Линза взята из одного из слоев, изображенных на рис. II-17, а.

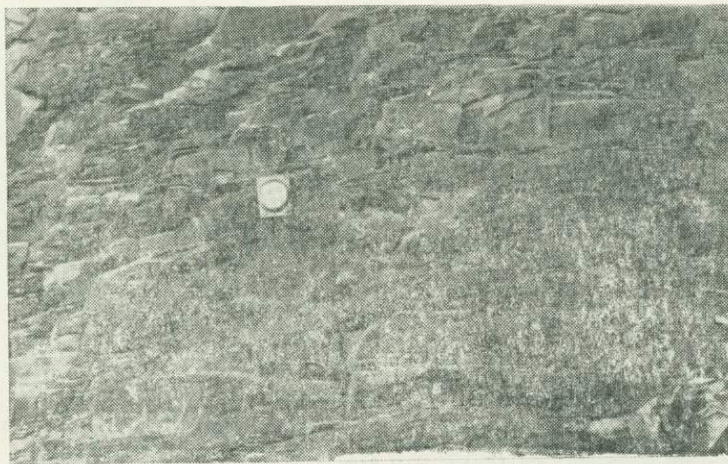


Рис. II-20. Кулисообразное расположение тектонических линз (вид плоскости напластования песчаника). Фото И. В. Кирилловой

Внешне характер разлинзования не представляет ничего особенного (рис. II-21). Бочонковидные раздувы слоев известковистого песчаника разделяются кальцито-кварцевыми телами, причем расстояния между последними (длина линз) в общем пропорциональны мощности разлинзованных слоев. Однако эти межлинзовые выделения представляют не результат заполнения образовавшихся ранее трещин отрыва, а являются следствием метасоматического замещения вещества породы на месте с сохранением слоистой текстуры растягиваемого пласта *. Любой из тонких слойков породы может быть прослежен из центральной части линзы (на рисунке — точки) в ее краевые части (на рисунке — светлое), воспринимающиеся как смежные межлинзовые пространства, а затем — дальше в пределы следующей линзы.

Процесс, как можно судить по очертаниям кальцито-кварцевого «межлинзового» тела, развивался неравномерно. Белые языки кальцита как бы «вгрызаются» в массу известковистого песчаника, постепенно его замещая. Мигрирующий из этих частей кремнезем концентрируется в виде скоплений новообразованных кварцевых зерен в центре возникающего таким образом межлинзового тела — в области наименьшего давления.

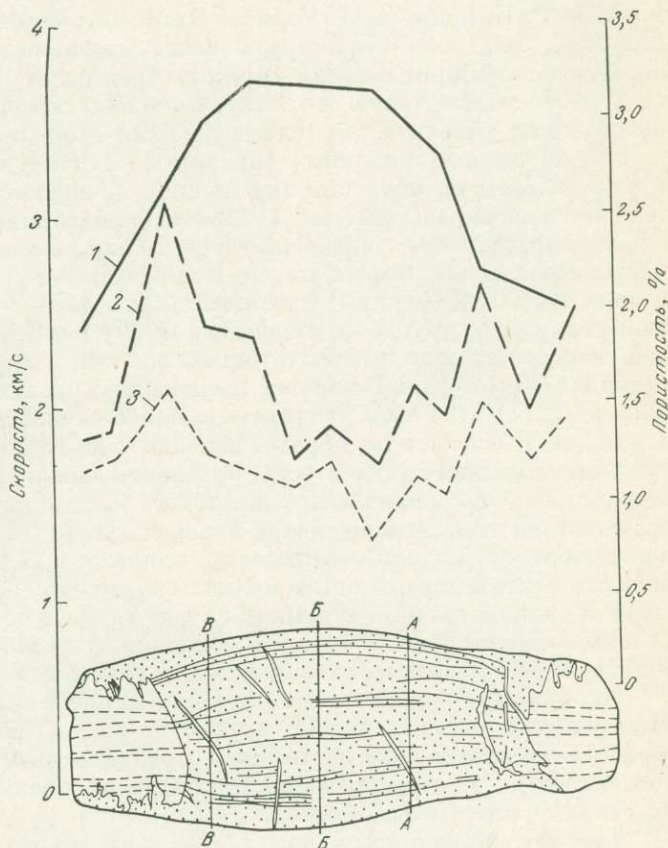
* Проблему преобразования вещества в связи с деформациями рассматривает также А. Н. Чередвиченко (1966).

Предположение о возникновении в процессе растяжения участков относительного разуплотнения подкрепляется данными об изменении физических свойств пород описываемой линзы. В пределах линзы обнаруживается закономерное изменение скоростей продольных упругих волн.

Замеры скоростей продольных упругих волн производились в 30 точках вырезанной из линзы пластины толщиной около 2 см в направлении, перпендикулярном к ее сечению (т. е. вдоль по слоистости и по простиранию слоя).

Рис. П-21. Данные, характеризующие изменение породы в процессе разлинзования.

1 — кривая скорости продольных упругих волн по средней части слоя; 2 — кривая пористости истинной; 3 — кривая пористости эффективной. Внизу рисунка дано поперечное сечение линзы известковистого песчаника: линза расположена так, что она представляет как бы «ось абсцисс» для кривых. АА, ВВ, ВВ — направления измерения скорости



Значения скоростей, максимальные в центральной части линзы, уменьшаются по направлению к ее концам. Наиболее четко это изменение выражено в средней части слоя, в которой скорости меняются от 3,70 до 3,30 км/с в известковистом песчанике и до 2,95—2,60 км/с в кальцито-кварцевых межлинзовых промежутках. Изменяются скорости и в перпендикулярном к слоистости направлении (параллельно вертикальной оси рисунка): наибольшая скорость примерно в середине линзы, по линии ВВ — 4,55 км/с; в стороны она уменьшается: по линии АА — 4,30 км/с, по линии ВВ — 3,90 км/с.

Изменение скоростей соответствует в общем изменению пористости в той или иной части среза линзы. Измерения плотности, проведенные Е. А. Саниной, показали, что в центральной части линзы эффективная и истинная пористость не выше 1,3%, а в краевой части линзы (одновременно в краевой части межлин-

зового промежутка) эффективная пористость поднимается до 1,5%, а истинная превышает 2,0% *.

С точки зрения исследования условий развития структур будинажа очень интересны довольно мало освещенные в литературе случаи одностороннего разлинзования пластов, когда пласт с одной стороны (верхней или нижней) расчленяется с появлением трещин отрыва или шеек, а противоположная его сторона остается недеформированной или равномерно деформированной, сохраняющей сплошность и плавность общего изгиба толщей. Такой пример описан в статье Р. Брэдшоу и М. Уэллса (Bradshaw, Wells, 1963), где показаны односторонние внедрения мрамора в пласт массивного роговообманково-биотитового гнейса. Ширина таких «втеков» превышает полметра. Мраморный выступ имеет пегматитовую оторочку, сменяющуюся острым «шипом» слепой кварцевой жилы, рассекающей тело гнейсового слоя (рис. II-22, а).

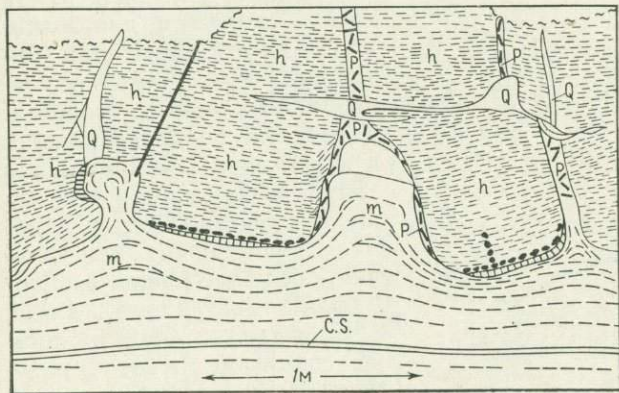
Межбудинные складки, описанные Л. Н. Куклеем (1968) в Беломорье, также развиты по одну сторону мощной пачки амфиболитов, но имеют значительно бóльшие размеры (рис. II-22, б). По описанию автора, «наиболее западная амфиболитовая пачка амфиболитовой толщи, имеющая мощность около 70 м, местами разделена разрывами, проходящими под углом 60—70° к простиранию толщи, на блоки (будины) протяженностью 150—250 м. Блоки несколько раздвинуты друг от друга, а промежутки между ними заполнены материалом соседней гнейсовой толщи и пегматитовыми жилами... внедрившийся между блоками материал имеет форму хорошо выраженных складок». В последнем примере (рис. II-22, в) мы имеем значительно более сложный случай межбудинного заполнения. В осевой зоне образовавшейся межбудинной складки шириной более 30 м видна мелкая складчатость, прослеживающаяся по изгибам параллельных прожилков существенно полевошпатового метатекта первой генерации; картина осложняется выделениями кварц-полевошпатового метатекта второй генерации, локализованного вдоль поверхностей кливажа в виде линзовидных тел, параллельных осевым поверхностям мелких складочек, образованных изгибами метатекта первой генерации. В данном случае труднее объяснить детали структуры, да и весь односторонний будинаж общепринятым механизмом включения амфиболита в более интенсивное движение гнейсовых толщ.

Анализ внутренней тектоники межбудинного заполнения в последних «односторонних» случаях скорее указывает на то, что вмещающая амфиболиты гнейсовая толща в ходе постепенного разуплотнения, вызванного им увеличением объема и перераспределения материала активно воздействует на менее пластичные пласты амфиболита.

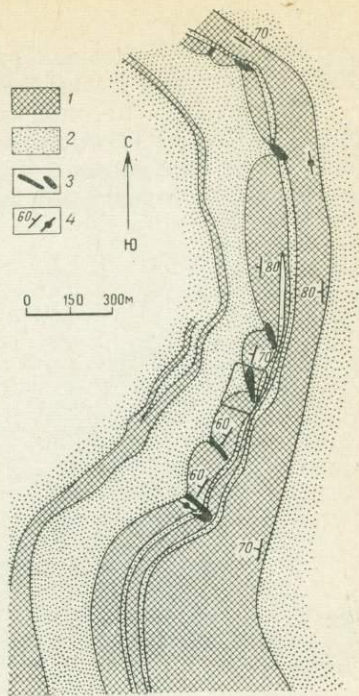
Требует, по-видимому, дополнительного исследования случай, описанный К. А. Шуркиным (Методическое руководство, 1957, с. 79, рис. 79), когда межлинзовое пространство, вернее, межбудинная трещина отрыва выходит за пределы мощности будинированного слоя и заходит во вмещающие породы. Возможно, здесь дифференциация движений, вызвавшая расчленение прослоя,

* Вероятно, именно с увеличением пористости в межбудинных промежутках связана рудоконтролирующая роль будинажа в некоторых полиметаллических месторождениях. Описание такого явления имеется у Г. В. Тохтуева (1967, с. 172—173), хотя он дает этому иное толкование. Заметим, кстати, что изучение зависимости оруденелости пород от их пористости, проведенное на одном из полиметаллических месторождений (Такранов, 1968), показало, что степень оруденелости пород на месторождении в целом зависит от пористости, причем эффективная пористость 1,5% является минимально необходимой для практически заметного рудоотложения. Таким образом, ясно, что всестороннее изучение будинажа имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

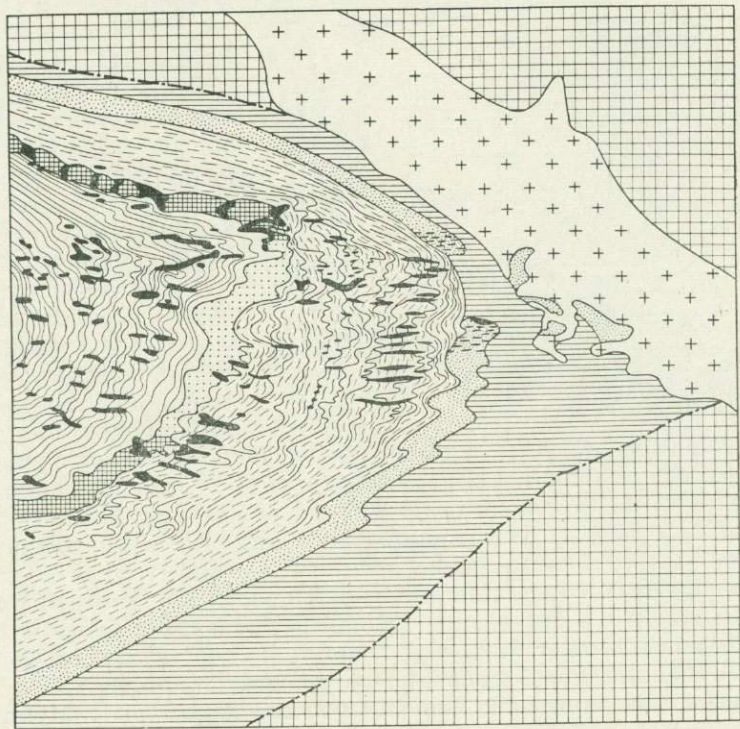
Рис. П-22. Одностороннее расчленение слоя при растяжении:
a — в Северной Норвегии (м — мрамор, h — гнейс, P — пегматит, Q — кварц, C.S. — кристаллические сланцы). По Брэдшоу, Уэлсу (Bradshaw, Wells, 1963); *б* — в юго-западной части Кольского полуострова (восточное крыло Кассинской структуры, осложненное межбугинными складками нагнетания). По Л. Н. Куклюю (1968). 1 — амфибол-биотитовые гнейсы, 2 — амфиболиты; 3 — пегматитовые жилы; 4 — элементы залегания; *в* — деталь рисунка *б* (см. прямоугольный контур), иллюстрирующая строение межбугинной складки. 1 — гранатовый амфиболит; 2 — биотитовый гранито-гнейс; 3 — тонкое чередование амфиболитов и биотитовых гнейсов; 4 — биотитовый гранито-гнейс; 5 — полевшпатовый амфиболит; 6 — биотитовый слюдит по амфиболиту; 7 — плагио-микроклин-биотитовый гнейс; 8 — пегматитовая жила; 9 — метатект; 10 — кливаж; 11 — разрыв



a



б



в

диктовалась не исходным различием свойств смежных пластов, а концентрацией напряжений в какой-то зоне, приведшей к появлению трещин отрыва.

Аналогичное предположение можно высказать в отношении случаев (рис. II-23), когда будинированный прослой по характеру, в сущности, не отличается от окружающей массы гнейсов или степень пластичности изменяется постепенно от середины будин к вмещающим породам (Судовиков, 1964).

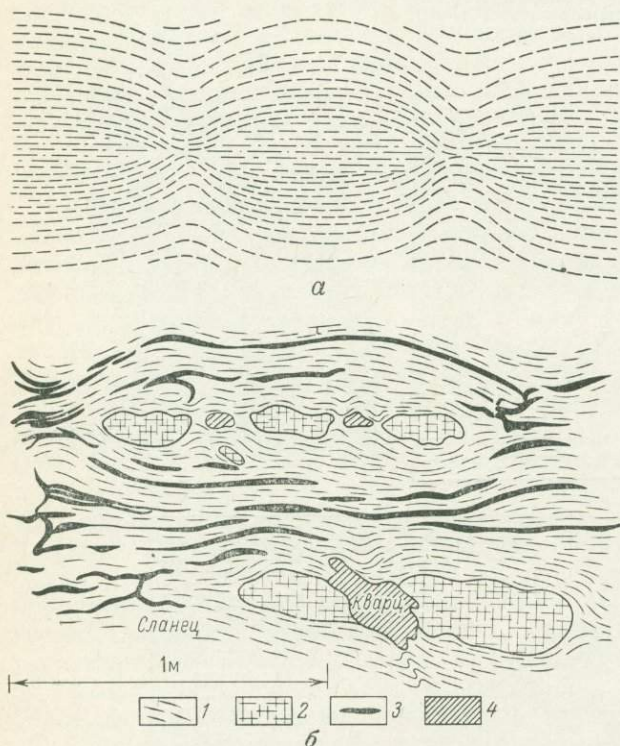


Рис. II-23. Будинаж с нечеткими ограничениями разнородного пласта (о. Целат-сари, Северное Приладожье). По Н. Г. Судовикову (1964):

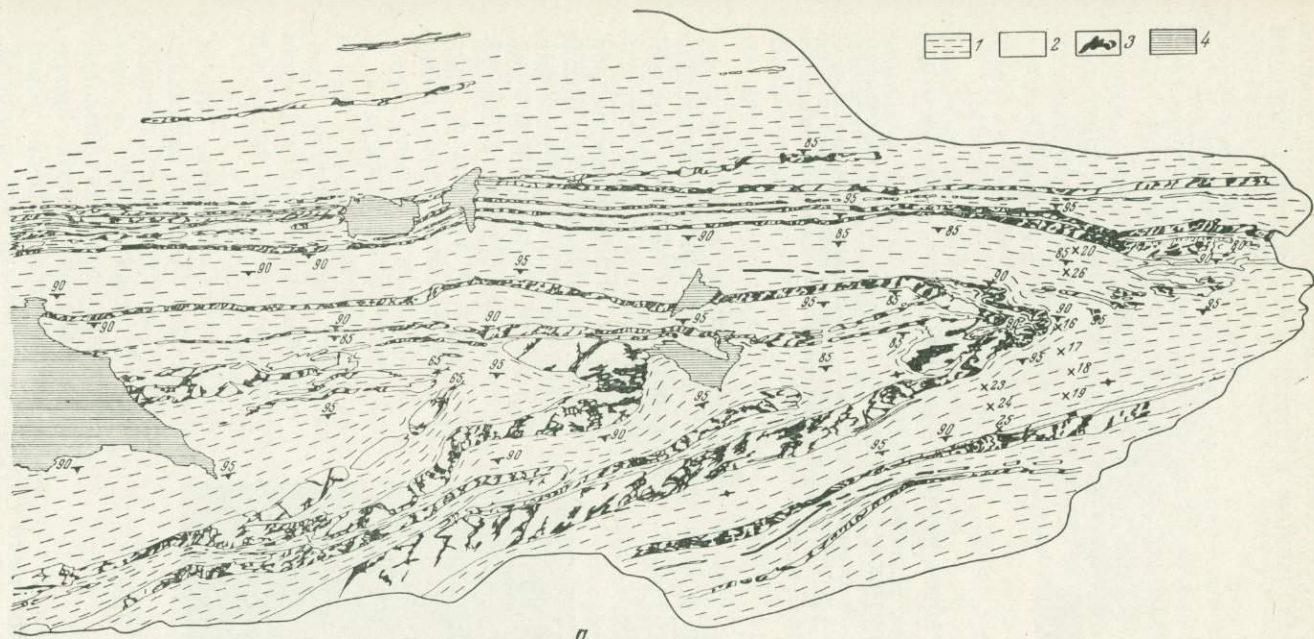
a — будинаж в слоях с постепенным изменением пластичности от будин к вмещающей породе; *b* — неоднократный будинаж (1 — биотитовые сланцы, 2 — будины пироксен-плагиоклазовой породы, 3 — кварц полевошпатовые жилы, 4 — блоки межбудинного жильного кварца)

В какой-то мере, так же как и в отношении распределения дисгармоничных складок, можно утверждать, что хотя в основном для возникновения структур типа будинажа необходимы резкие различия свойств в слоистой пачке, они могут возникнуть и в относительно однородно слоистой среде при еще не вполне выясненных условиях. Существенно, что условия, способствующие неоднородному растяжению, могут возникать неоднократно, причем движение может сосредотачиваться в полосе разной ширины. Как показывает рис. II-23, *b*, взятый из монографии Н. Г. Судовикова (1964), в первую стадию движения возникли будины пироксен-плагиоклазовой породы, а во вторую — более крупные будины, вырисовывающиеся по контурам кварц-полевошпатовых жил.

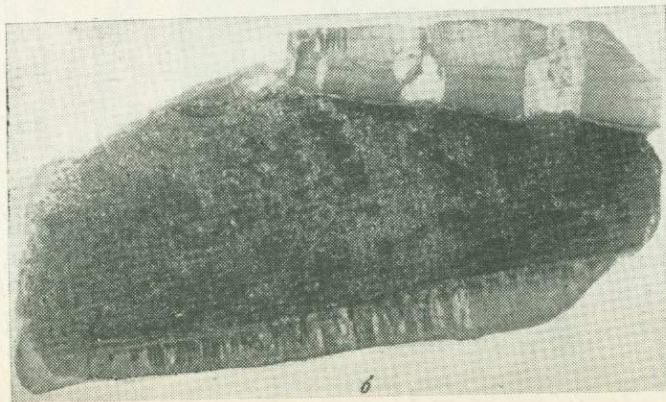
Для того чтобы подчеркнуть неоднозначность возможного толкования условий возникновения трещин растяжения и будинажа в деформируемых толщах, можно

привести два примера весьма разного масштаба: замок складки в толще переслаивающихся гнейсов и амфиболитов (рис. II-24, *a*) и продольное сечение будинированного ростра белемнита из юрских отложений Альп (рис. II-24, *b*). В первом случае трещины растяжения и межбудинные промежутки в амфиболитах заполнены плагиоклазовым пегматитом (Reitan, 1956), а во втором случае аналогичную роль играет кальцит (Кириллова, 1963). Отнюдь не исключено, что раздавливание и возникновение трещин растяжения в более жестких прослоях и включениях может быть объяснено не за счет действия внешних сил, а развитием объемных преобразований во вмещающих толщах.

Поперечные тектонические линзы (муллион-структуры). Муллион-структуры с формальной точки зрения отличаются от будинажа расположением



a



b

Рис. П-24. Трещины растяжения в пластовых телах сложной формы:

a — плагноклазовые пегматиты в складчатых амфиболитах. Норвегия (Reitan, 1956): 1 — гнейс, 2 — амфиболит, 3 — плагноклазовый пегматит, 4 — озера; б — кальцитовые прожилки в буднированном росте белемнита. Шлиф, $\times 6$.
По И. В. Кирилловой (1963)

линз по отношению к слою: образованная в процессе тектонической деформации линза менее пластичного слоя не лежит в плоскости напластования, а как бы стоит по отношению к нему ребром, рассекая слой таким образом, что длинная ось поперечного среза линзы параллельна кливажу в окружающих породах.

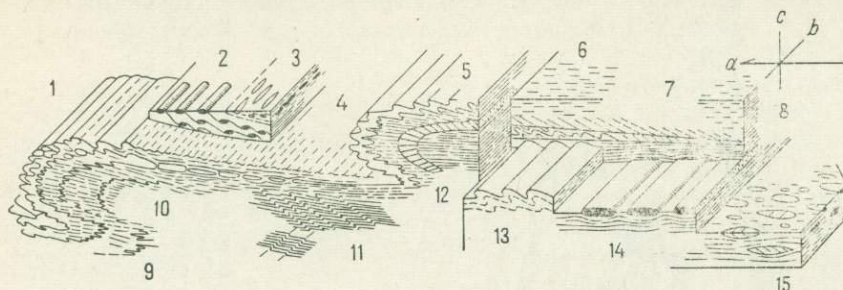


Рис. II-25. Соотношения внутренних структурных элементов с крупными лежащими складками (Wilson, 1961).

1 — фестончатые и паразитические складки, муллион-структуры, параллельные оси b ; 2 — кварцевые стержни, параллельные оси b ; 3 — гальки, растянутые параллельно оси b ; 4 — линейность и микроскладки, параллельные оси b ; орторомбические (симметричные) складки; 5 — моноклинные (асимметричные складки); 6 — линейность, параллельная оси a ; 7 — дислокационный кливаж; 8 — шарьяж; 9 — микроскладки; 10 — кливаж осевой плоскости; 11 — кливаж за счет осложнения микросбросами микроскладок; 12 — кливаж разлома; 13 — складки волочения; 14 — будины, параллельные оси b ; 15 — растянутые параллельно оси a гальки и другие включения

Соответственно и линзы обращены друг к другу не короткой, а длинной стороной торцевого среза и обычно непосредственно контактируют, разделяясь только узкой зоной концентрации кливажных поверхностей, несколько усиленной зеркалом скольжения. По существу же их отличает разница в ориентировке

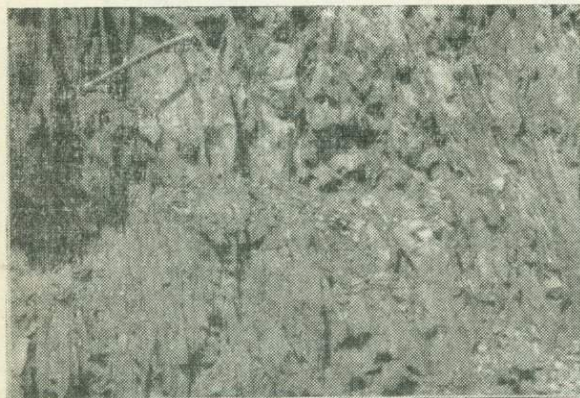


Рис. II-26. «Обрывки» складчатого слоя в ядрах поперечных линз в толще верхнеюрского — нижнемелового флиша. Большой Кавказ

пласта по отношению к направлению растяжения. Как можно видеть хотя бы на составленной Вильсоном (Wilson, 1953) схеме соотношения мелких структурных форм с крупными (рис. II-25), направление растяжения и на крыле, и в замке крупной лежащей складки одно и то же, соответствует осевой плоскости, но вследствие поворота слоев на крыле растяжение ориентировано вдоль слоя, а в замке поперек его.

Следует заметить, что в складчатых областях муллион-структуры встречаются гораздо реже будинажа, что вполне естественно, так как замковые части складок имеют значи-

тельно меньшую протяженность, чем крылья, кроме того, замки имеют гораздо худшую сохранность, они часто нарушены разрывами или размыты. Такая специфическая приуроченность мелких элементов внутренней тектоники может иметь большое значение при расшифровке крупной струк-

туры. Так, например, во флишевой зоне южного склона Большого Кавказа толщи с будинированными слоями протягиваются по всему Восточному Кавказу, фиксируя крыльевые части крупных складок, а структуры поперечного разлинзования обнаружены только в западной половине флишевого трога, там, где развитие процесса поднятия вывело на поверхность более глубокие ядра складок (Кириллова, 1968).

На участках поперечного разлинзования слоев воздействие более пластичных пород на менее пластичные принимает иные формы, чем при развитии будинажа. Тогда как на будинированных участках более пластичные вмещающие породы «свободно» растаскивают будины, между муллион-структурами они проникают в виде тонких «языков пламени», расщепляя и испарывая менее пластичный слой. Но и в этом, и в другом случае значение общего растяжения в направлении осевой плоскости складок при активной роли более пластичных пород не вызывает сомнений.

Поперечное сечение таких линз может быть различным. Оно может быть классической веретенообразной формы, а может иметь и ромбовидное очертание, с более или менее острым углом при вершине. Вероятно, в зависимости от мощности рассекаемого слоя такая линза может либо целиком состоять из материала менее пластичного слоя, либо последний будет составлять сердцевину такой линзы (рис. II-26), а сверху и снизу к ней окажутся причлененными «деформационные тени» — нераскливажированные участки вмещающих пород. Возникающие при этом структуры Ситтер (1960; de Sitter, 1955) предложил называть кливажными муллион-структурами.

Единичные линзы могут быть обусловлены отчленением зонами концентрации кливажа замков мелких складочек с малым радиусом кривизны (складчатые муллион-структуры Вильсона). Аналогичным образом разлинзованными могут оказаться не только пласты, но и параллельные слоистости жилы. Поскольку жилы обычно имеют меньшую мощность, возникают структуры, названные стержневыми, или родинг-структурами (Wilson, 1953; Ситтер, 1960). Кварцевые стержни обычно встречаются в интенсивно складчатых метаморфических толщах, причем они чаще возникают в более пластичных породах, поскольку в последних внутреннее движение более интенсивно (Ситтер, 1960).

СЛОЖНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

В настоящей главе рассмотрены случаи сложных сочетаний складок и сопровождающих их явлений в интенсивно деформированных осадочных породах. Если принять предложенное Ситтером и Цвартом (de Sitter, Zwart, 1960) подразделение всех структур на два крупных класса: инфраструктуры, сложенные метаморфическими сланцами и гнейсами, и супраструктуры, образованные неметаморфизованными породами, то в поле нашего зрения попадет некая промежуточная зона между этими двумя подразделениями.

По мнению Ситтера и Цварта, для структур верхней части осадочного чехла (супраструктур) характерна концентрическая складчатость; вниз она постепенно переходит в складчатость с кливажем. Именно концентрической складчатости преимущественно посвящены соответствующие главы в большинстве общих курсов структурной геологии. В метаморфических же ядрах преобладающей особенностью складчатых структур является сланцеватость, образуемая параллельной ориентировкой минералов. Нижняя часть супраструктур, генетически тесно связанных с кливажем, и будет главным образом предметом нашего рассмотрения.

Наибольший интерес при этом представляет сложная складчатость в нормальных осадочных породах, признаки осадочного происхождения которых, даже если они слабо метаморфизованы, сохранены (поверхности напластования, слоистость, первичная структура и состав и т. д.), но напряженная тектоника создала настолько запутанную картину, что не всегда просто распознать истинный характер структур. Очень часто на первый взгляд структура представляется совсем несложной, и только специальные наблюдения позволяют установить, что эта кажущаяся простота возникает как результат чрезвычайно интенсивной деформации, когда, например, в смятой в складки пачке пластов при расплющивании исчезают явные признаки складок и она представляется моноклинально залегающей слоистой толщей.

Попытаемся проследить на ряде примеров постепенный переход от ясно видимых складок к структуре, в которой от последних остаются только реликты их замков, и, наконец, к структуре, характеризующейся как бы «растворением» складок в общей плоскопараллельной и линейной текстуре. Очень часто этот постепенный переход связан с одновременным возрастанием степени метаморфизма пород, и тогда это явление целиком укладывается в схему Ситтера и Цварта. Но в некоторых случаях «растворение» складок наблюдается и в осадочных толщах при крайне слабой, начальной степени метаморфизма.

Интенсивную деформацию пород трудно представить себе без разрывов, которые так или иначе всегда сопровождают складчатость: иногда они предшествуют возникновению складок и определяют ее, а иногда и сами подтверждают складчатой деформации. Поэтому специальный раздел будет посвящен соотношениям сложной складчатости с разрывами разного порядка и типа.

Сложные и запутанные структурные взаимоотношения часто создаются и в тех случаях, когда на угловое несогласие накладываются последующие деформации. Этот вопрос также заслуживает рассмотрения на некоторых примерах.

ИЗОКЛИНАЛЬНЫЕ И КИЛЕВИДНЫЕ СКЛАДКИ В ЛИТОЛОГИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫХ ТОЛЩАХ

Один из наиболее сложных случаев трудно распознаваемой складчатости возникает тогда, когда деформации подвергается литологически однородная толща значительной мощности, измеряемой километрами. Такие условия могут иметь место в осевых частях молодых складчатых областей, где на поверхность выходят мощные толщи доинверсионных геосинклинальных осадков, часто представленных аспидно-сланцевой формацией. Тесно сжатые изоклиналильные складки, в которые может быть смята такая толща, обычно видны очень плохо, поскольку по условиям обнаженности не всегда удается наблюдать их замки, а напластование, как правило, оказывается замаскированным интенсивным кливажем, который обычно сопровождает деформацию в этих толщах. Типичные примеры такой складчатости можно наблюдать в восточной части осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа от Военно-Грузинской дороги до бассейна р. Андийское Койсу (рис. III-4).

Здесь северная часть ядра мегантиклинория, так называемый горст-антиклинорий Бокового хребта, сложена толщами нижнего и среднего лейаса, имеющими мощность 2500—3000 м и представленными однообразными черными аспидными сланцами. Прослой кварцевых песчаников встречаются крайне редко и чрезвычайно маломощны (от 2 до 10 см).

В восточной части этой полосы, по р. Андийское Койсу, складки фиксируются более или менее уверенно (Сорский, 1962; Шолпо, 1964). Большой частью они килевидные, близкие к изоклиналильным, с вертикальными или круто наклоненными осевыми поверхностями. Аспидные сланцы, слагающие эти складки, интенсивно раскливажированы. При этом плоскости кливажа параллельны или почти параллельны осевым поверхностям складок, так что на крутых крыльях кливаж очень близок, а иногда и полностью совпадает с напластованием. Это обстоятельство особенно затрудняет выявление элементов залегания пластов, и только наличие редких песчанистых прослоев и отчетливо видных замков складок позволяет установить здесь напряженную интенсивную складчатость.

Несколько западнее, по одному из притоков р. Андийское Койсу — р. Гакко (рис. III-4, профиль I), в полосе развития среднего лейаса в обнажениях фиксируется только довольно крутое (60—70°) южное падение пластов. При поверхностном осмотре обнажений в этом пересечении вполне может показаться, что здесь отложения образуют простую моноклираль, осложненную кое-где небольшими стулообразными изгибами. Однако при моноклиральном строении этого участка мощность отложений среднего лейаса должна быть равной 7 км, что вдвое превышает установленную в этом районе величину. Кроме того, в одном из притоков р. Гакко отчетливо виден антиклинальный перегиб, который обрисовывается несколькими пластами песчаников небольшой мощности, заключенными в толщу аспидных сланцев. Ширина замка всего 40—50 м, причем пласты песчаников обрисовывают довольно плавную округлую дугу почти симметричной формы. К северу от этого замка падение пластов через 30—40 м становится очень крутым северным, а затем перевернутым — южным. Узкая полоса северного падения пластов, соответствующая северному крылу складки, возле самого замка прослеживается по простирацию на несколько сотен метров. В аспидных сланцах повсюду наблюдается интенсивный кливаж с азимутами падения ЮЗ $190^\circ < 60^\circ$, т. е. ориентированный примерно параллельно напластование на крыльях складки и параллельно осевой поверхности. В ядре

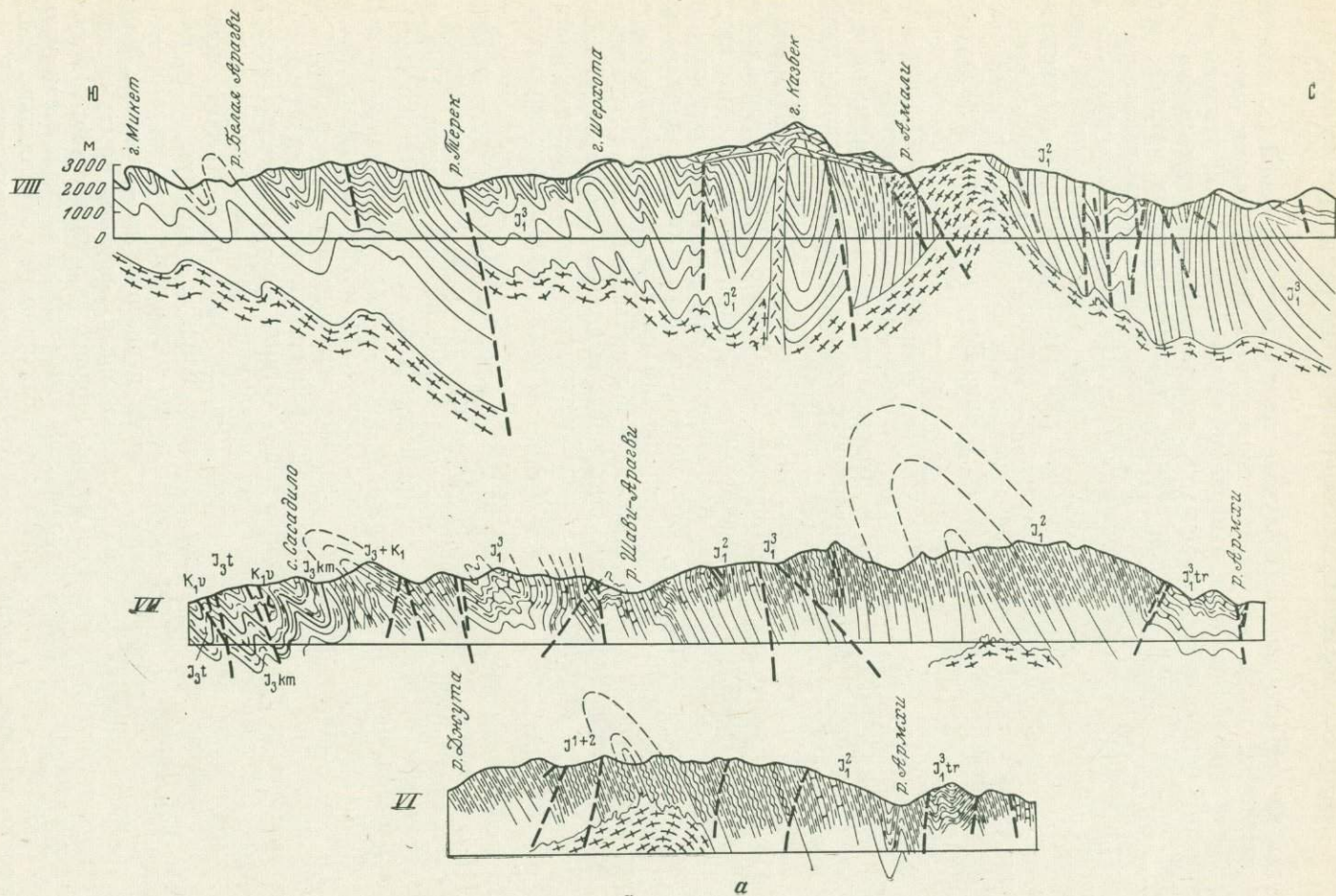


Рис. III-1 а.

складки кливаж секущий, причем здесь раскливажированы и пласты более песчанистые по составу, чем вмещающая масса аспидных сланцев. В более песчанистых пластах поверхности кливажа более редки и грубы, чем в сланцах. Этот антиклинальный замок дает возможность уверенно утверждать, что в рассматриваемой части антиклинория Бокового хребта толщи среднего лейаса образуют крупную антиклинальную складку изоклинального облика, несколько опрокинутую на север. Кливаж в сланцевых толщах отчетливо выраженный и совершенный.

Дальше на запад (см. рис. III-1, профиль II), в пределах Горной Тушетии, в той же полосе среднего лейаса в южной части видна узкая килевидная антиклинальная складка с крутыми крыльями и затем довольно широкая синклиналь, северное крыло которой представляет моноклиаль, наклоненную на юг под углом 65° , где мощность отложений среднего лейаса по расчетам должна

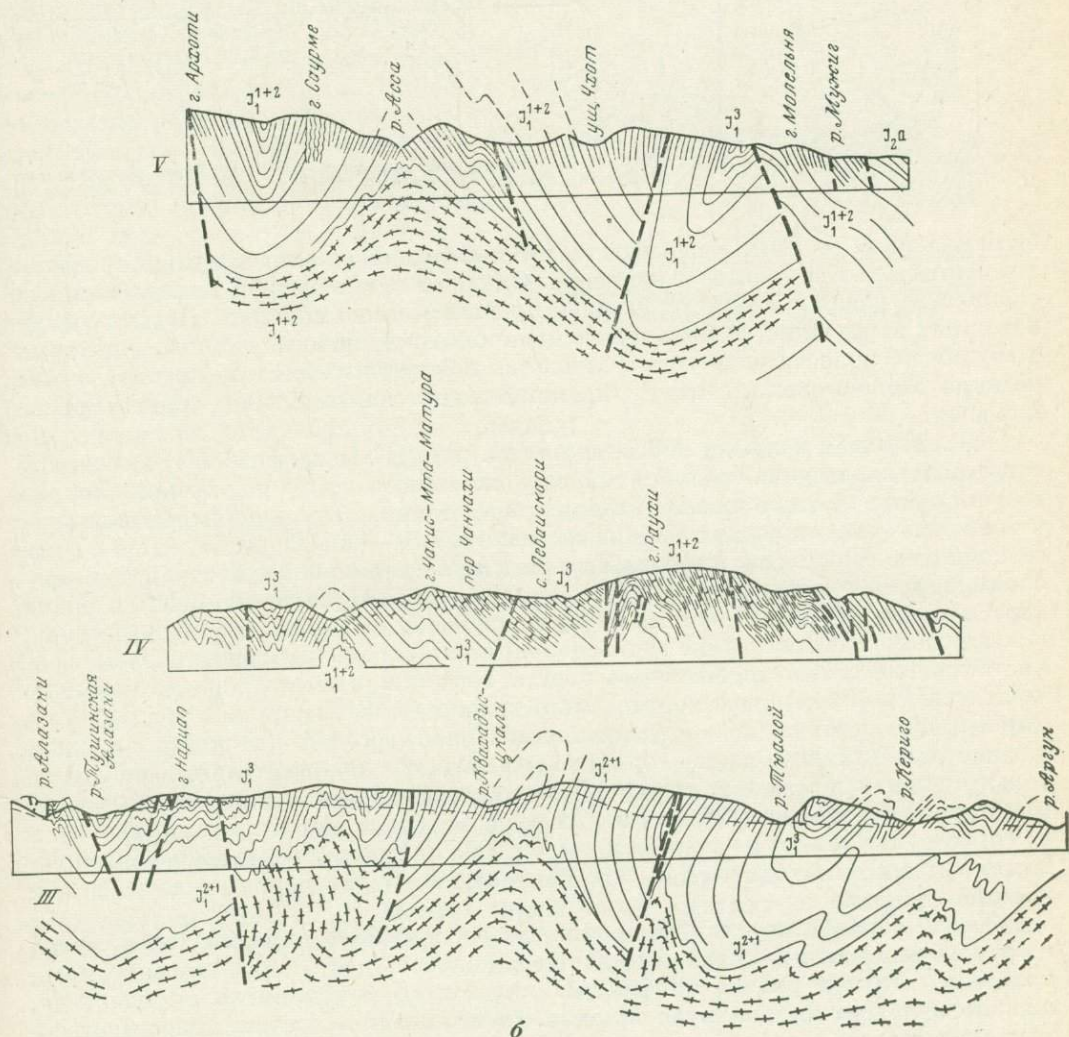


Рис. III-1 б.

Следующий к западу IV профиль (см. рис. III-1) проходит в верховьях р. Аргун. Здесь в осевой части мегантиклинория, сложенной средним лейасом, видна только одна антиклинальная складка, южное крыло которой срезано крупным региональным разломом. Складка в общем симметрична и имеет крутые крылья и острый перегиб в замке. На этом участке в разрезе лейаса встречаются довольно мощные (0,5—0,6 м) пласты песчаников, что сильно облегчает структурные наблюдения. Поэтому и замок антиклинали вырисовывается достаточно четко. Осевая поверхность складки вертикальна.

Такой же облик сохраняет эта антиклиналь и дальше на запад, что видно на профиле по р. Ассе (см. рис. III-1, профиль V), только крылья складки становятся более крутыми. Наблюдение структуры здесь затруднено тем, что из разреза исчезают песчаники и он снова становится очень однообразным, состоящим из сильно кливажированных аспидных сланцев, и тем, что вблизи замка антиклинали в сланцах встречается очень большое количество обычно будинированных даек диабазов, которые ориентируются параллельно кливажу и создают ложное впечатление слоистости. Однако полосчатость в сланцах позволяет заметить, что на крыльях складки кливаж и дайки диабазов падают круче, чем напластование. Замок складки здесь также устанавливается по косвенным признакам и сопоставлению с соседними пересечениями, а также по явно видимым противоположным падениям пластов на крыльях.

Два следующих к западу профиля (см. рис. III-1, профили VI и VII) близко расположены друг к другу и на них вырисовывается почти одинаковая структура. Антиклинальная складка в толще среднелейасовых сланцев вновь становится узкой, тесно сжатой, изоклинальной. Однако опрокидывается она не к северу, как на востоке, а к югу. Здесь в ущельях рек Армхи и Шон-дон сланцы лейаса насыщены дайками диабазов, которые иногда достигают мощности 5—6 м. Все дайки, как правило, будинированы и ориентированы параллельно плоскостям кливажа в сланцах.

Замок складки фиксируется довольно определенно на профиле VI — р. Армхи, а на профиле VII как раз тот участок, где должен располагаться антиклинальный перегиб, настолько замаскирован диабазовыми дайками, что видеть перегиб не удастся. Но сопоставление с соседним ущельем позволяет считать, что и здесь не моноклинальная пластина, а складка.

Очень сходен облик складчатой структуры в Сванетском антиклинории на Западном Кавказе.

Сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса образуют на северном крыле антиклинория (ущелье р. Ласиль) серию тесно сжатых, близких к изоклинальным по облику, небольших складок. Поперечные размеры их достигают нескольких десятков, иногда сотни метров. Все складки несколько опрокинуты к югу, осевые поверхности их падают к северу под углами 60—70°. Здесь же развит интенсивный совершенный кливаж, в общем параллельный осевым поверхностям складок. И поскольку падение слоев на крыльях очень близко

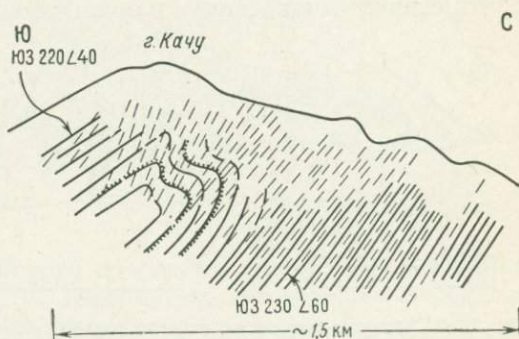


Рис. III-2. Схематический рисунок замка антиклинали в аспидных сланцах в районе перевала Качу. Восточный Кавказ

по ориентировке к падению осевых поверхностей и кливажа, это сильно затрудняет наблюдение складок в целом. В нижней части разреза лейаса, вблизи контакта с палеозоем, где количество песчаных прослоев увеличивается, складки видны более четко. В сплошной же сланцевой толще только в замках, где слои пересекаются кливажем, можно отчетливо видеть перегибы слоев в складках. При этом не всегда удается увязать между собой отдельные замки и отдельные складки в связную целостную структуру. При сплошной обнаженности верховьев ущелья Ласиль аспидно-сланцевые толщи нижнего и среднего лейаса выглядят как круто наклоненная к северу моноклиналль с рассеянными в ней разобщенными изгибами слоев в замках (рис. III-3). По всей вероятности, эта толща разбита к тому же многочисленными разрывами, падение которых почти совпадает с падением кливажа и слоистости на крыльях складок. Об этом

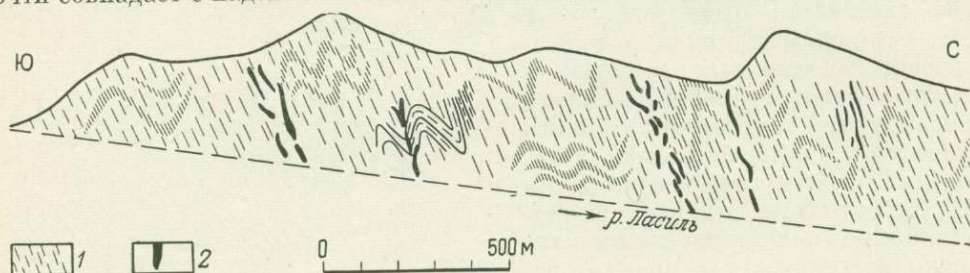


Рис. III-3. Характер складок в сланцевых толщах среднего и нижнего лейаса на северном крыле Сванетского антиклинория. Верховья р. Ласиль (Шолпо, 1973).
1 — кливаж; 2 — кварцевые жилы по разрывам

свидетельствуют зоны интенсивного окварцевания пород, ветвящиеся кварцевые жилы. Амплитуду и направление смещения по этим разрывам в монотонной толще аспидных сланцев установить чрезвычайно трудно. Таким образом, на этом участке создается как бы ложная моноклиналль, хотя здесь внутренняя складчатая структура этой моноклинали устанавливается сравнительно легко (Шолпо, 1973).

Вернемся снова к восточной половине мегантиклинория Большого Кавказа. Дальше на запад, в районе Военно-Грузинской дороги, на простирающемся антиклинале в полосе среднего лейаса располагается Дарьяльский гранитный массив (см. рис. III-1, профиль VIII). Его контакты со вмещающими сланцами интрузивные, и переход от гранитов к осадочным толщам происходит постепенно через прослойки мигматизированных сланцев, иногда имеющих внешний облик гравелитов. Сланцы как бы облекают гранит и в целом образуется брахантиклиналь с интрузией в ядре. На восточном погружении Дарьяльского массива, по р. Кистинке, видно как сланцевые толщи повторяют контуры гранитного тела и образуют периклинальное замыкание складки. На западном погружении массива соотношения интрузива и осадочных толщ еще более интересны и сложны. Здесь в ущелье р. Амали в обрывах левого борта непосредственно над погружающимся гранитным телом в сланцевых толщах видны узкие килевидные складки, несколько опрокинутые к югу (рис. III-4). Контакт гранитов со сланцами интрузивный, и переход происходит тоже постепенно через пачку мигматизированных сланцев.

Вопрос о возрасте дарьяльских гранитов является спорным. Существует давнее представление о том, что это палеозойское магматическое тело. Однако полученные в последнее время данные о характере контакта гранитов с вмещающими породами свидетельствуют о том, что это тело является интрузивом.

щающими породами, а также определения абсолютного возраста со всей очевидностью показывают, что Дарьяльский массив следует считать по крайней мере среднеюрским, т. е. одновременным процессу деформации пород. Во всяком случае, даже если он образовался в палеозойское время, то в альпийском цикле

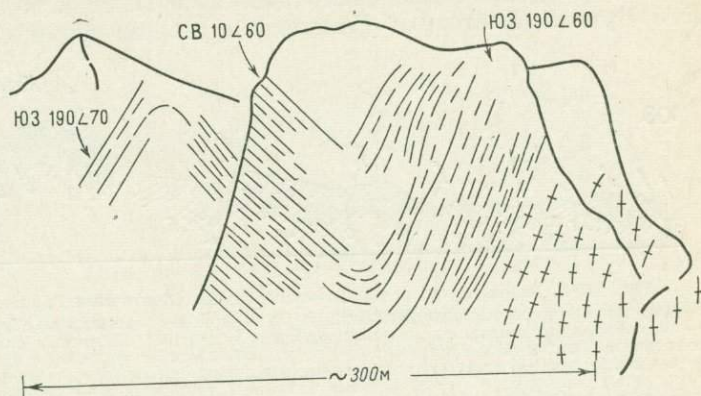


Рис. III-4. Схематический рисунок складок в аспидных сланцах лейаса на западном погружении Дарьяльского гранитного массива

развития этот массив не оставался жестким пассивным телом, а был дополнительно гранитизирован и участвовал в деформации вмещающих пород как пластичное тело.

Подобные взаимоотношения осадочных пород с интрузивами — явление не редкое. Усложнение и более «плотная концентрация» складчатости вплоть до образования как будто бы моноклиналильных пакетов во вмещающих породах при приближении к интрузивам встречается довольно часто. Показательный пример такого явления приводится П. Бэдгли (Badgley, 1965) из канадской части Кордильер (рис. III-5). В одной из апофиз батолита Нельсон — массиве Уайт-Крик вблизи гранитного тела наблюдаются складки, сходные по внешнему виду с дарьяльскими. Здесь вмещающими породами являются филлиты протерозойского возраста, в то время как возраст гранитов определяется как меловой — раннетретичный. При приближении к батолиту простые открытые спокойные складки становятся тесно сжатыми, узкими, изоклиналильными. Видимо, складчатость, возникшая намного раньше образования гранитного тела, предопределила его местоположение и видоизменилась в результате его внедрения.

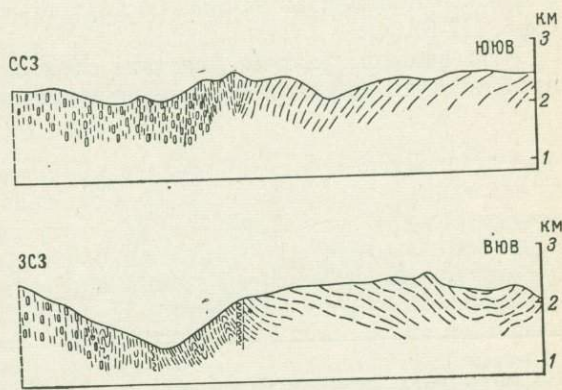


Рис. III-5. Складчатость в филлитах на крыльях массива Уайт-Крик (Британская Колумбия). По П. Бэдгли (Badgley, 1965)

Рассмотренные примеры складчатости в литологически однородных толщах показывают, что в областях, характеризующихся интенсивной деформацией пород, нельзя ограничивать наблюдения отдельными пересечениями. Кажущиеся на первый взгляд моноклиналильными участки необходимо проследивать

по простиранию. Только таким образом можно выявить скрытую, замаскированную кливажем складчатость в разнообразных по составу пачках пород.

Нужно сказать, что сложные интенсивные деформации в глинистых сланцах, филлитах очень часто с большим трудом поддаются расшифровке. Примеры того мы находим в самых различных складчатых областях. В предгорьях Западного Бутана (Восточные Гималаи) в разрезе серии Бакса (пермь — карбон?)

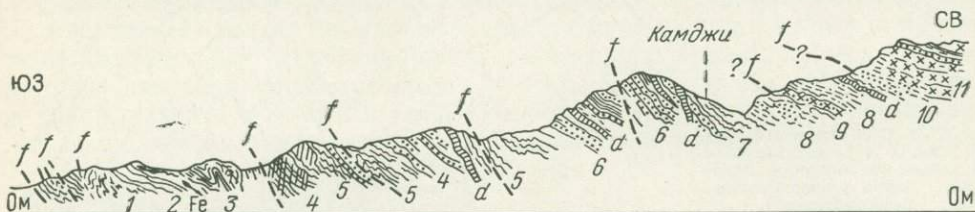


Рис. III-6. Разрез предгорьев Западного Бутана (Восточные Гималаи). По Л. Гансеру (1967).

1 — интенсивно деформированные филлиты; 2 — красные аргиллиты с прослоями гематитовых сланцев; 3 — железистые кварциты с прослоями красных и зеленых глинистых сланцев; 4 — темно-серые милонитизированные филлиты и кварциты; 5 — серые и фиолетовые филлиты с прослоями кремнистых кварцитов; 6 — массивные белые кварциты с включениями серицита и талька (медная руда); 7 — смятые в складки сланцеватые филлиты; 8 — серицитовые сланцы и кварциты; 9 — милонитизированные очковые гнейсы; 10 — биотит-серицитовые сланцы; 11 — биотитовые гранито-гнейсы; d — роговообманковые диабазы; f — разрывные нарушения

нижнюю часть занимают мощные толщи филлитов, интенсивно рассланцованные, сжатые в мелкие складки и разбитые кливажем. Один из детальных разрезов этих отложений, сделанный А. Гансером (1967), показывает, насколько трудно выявить истинный характер структуры в таких отложениях и как важно для этого привлекать данные по внутренней структуре деформированных толщ (рис. III-6).

На сводном разрезе участки, сложенные филлитами, образуют в первом приближении моноклинальные чешуи, наклоненные на северо-восток. Более

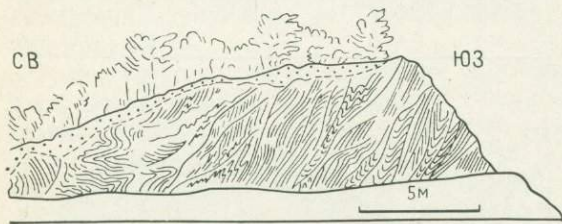


Рис. III-7. Деталь участка 1 на рис. III-6, сложенного интенсивно деформированными филлитами. По А. Гансеру (1967)

детальная зарисовка одного из таких участков (рис. III-7) показывает, какая интенсивная мелкая складчатость осложняет внутри такую чешую. По-видимому, здесь и в более крупных структурах нет такой простоты, что предположительно высказано и автором. Чрезвычайно большие трудности возникают из-за того, что здесь нет достаточно четко обоснованной стратиграфической последовательности разных литологических пачек,

и не всегда удается уверенно установить верх и низ разреза.

Сложная интенсивная складчатость в сходных по составу отложениях наблюдается в Зилаирском синклинории на Южном Урале (Эз, Гафт, Кузнецов, 1965). Песчано-глинистые толщи нерасчлененного верхнего девона — нижнего карбона (зилаирская свита) имеют ритмичное строение и напоминают по этому признаку флишевые отложения. В тех местах, где сланцы чередуются в разрезе с песчаниками, отчетливо вырисовываются тесно сжатые, близкого к изоклинальному облику складки, как правило, осложненные мелкими складочками еще двух или трех порядков (рис. III-8). На тех же участках, где в разрезе

преимущественно развиты аспидные сланцы (восточная часть Южно-Зилаирской ступени между поднятиями Сакмарским и Уралтау), очень часто в вертикальном срезе никаких складок не видно, и создается впечатление моноклинально построенного участка. Однако наличие сложных складок, причем того же облика и характера, что и в более западной части на профиле, устанавливается в плане по аэрофотоснимкам.

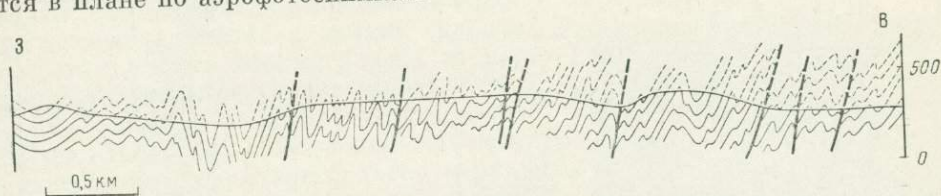


Рис. III-8. Структурный профиль через Южно-Зилаирскую ступень (Южный Урал). По Эзу, Гаф, Кузнецову (1965)

В заключение следует сказать, что вообще в интенсивно раскливажированных сланцевых толщах очень часто трудно с абсолютной уверенностью различить напластование. При отсутствии пластов песчаников задача установления элементов залегания слоев порой становится и совсем невыполнимой. Полосчатость же далеко не всегда удается заметить в «щетинистом», ребристом обнажении кливажированных сланцев. В этом случае следует искать коренные выходы пород вблизи уреза воды в ущельях. Там, на сглаженных, отполированных водой поверхностях нередко отчетливо выступает полосчатость, образуемая тонкими, более песчанистыми прослоями в глинистом материале. Как правило, нижняя поверхность песчанистого прослоя всегда более резка, чем верхняя, что позволяет установить не только элементы залегания пласта, но и определить, нормально лежат пласты или перевернуты.

СЛОЖНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В СЛОИСТЫХ ТОЛЩАХ С РАЗНОРОДНЫМИ СЛОЯМИ

Не менее, а иногда и более сложные и запутанные структуры могут возникнуть в разнородных по литологическому составу слоистых пачках. Часто это происходит в ритмично-слоистых флишевых отложениях, когда мощность отдельных пластов сравнительно невелика, а в целом они образуют довольно значительную, измеряемую сотнями метров, слоистую толщу. Например, во флишевом трого на южном склоне Большого Кавказа породы интенсивно деформированы и образуют сложную складчатость, нередко изоклиналиного облика. Породы в западной части этой полосы представлены карбонатным флишем позднеюрского — раннемелового возраста, в составе которого ритмично чередуются известняки, известковистые песчаники, мергели и карбонатные глины. В отдельных частях разреза встречаются пачки, где переслаиваются только известковистые глины и карбонатные песчаники. Глинистые пласты в зоне интенсивной складчатости, как правило, раскливажированы. В бассейне р. Риони эти породы слагают серию узких, килевидных, почти изоклиналиных складок, которые веерообразно опрокидываются — в южной части флишевой полосы на юг, а в северной — на север. В целом эти складки осложняют более крупную антиклиналь, протягивающуюся вдоль южной границы распространения флишевых отложений. Структура хорошо видна на профилях, проведенных в западной части рассматриваемого участка флишевого трого (рис. III-9, профили III и IV).

В ядре и на северном крыле этой антиклинали более мелкие осложняющие ее складки имеют ширину 40—60 м и в тех местах, где эти складки сильно сжаты и приобретают изоклинальный облик (например, на северном склоне горы Будзгори на профиле IV — пакет складок, опрокинутых на север), они довольно плохо различимы и издали выглядят как пачка пластов с южным падением. Однако вблизи в обнажении можно увидеть изгибы пластов в замках складок, хотя проследить эти пласты далеко за пределы замка вкrest простираения иногда невозможно из-за сильного кливажа и трещиноватости (рис. III-10). В обнажении очень часто не видно таких правильных, четко обрисованных складок, какие показаны на профиле, а наблюдается лишь пакет пород, в котором кливаж и трещиноватость создают плоскостную текстуру, ориентированную параллельно осевым поверхностям складок. Изгибы пластов в замках иногда выглядят как изолированные «крючки». Преобразование складчатости в структуру, где видны только остатки замков, прекрасно иллюстрируется Кингом и Растом (King, Rast, 1955) на примерах из Шотландии. Хотя масштабы структур, приводимых Кингом и Растом, сравнительно невелики и измеряются всего несколькими метрами, можно полагать, что подобные явления происходят и в более крупных структурах.

Существенное значение при образовании таких ложных моноклиналей приобретает способ перестройки плоскостных текстур, который очень наглядно показан на принципиальной схеме, приведенной Тернером и Вейссом (рис. III-11, а — г). Хорошо видно, как первоначальная плоскостная текстура, обусловленная слоистостью, обобщенное положение которой показано в разрезе линией S_1 , по мере увеличения степени сжатости складок становится плохо выраженной, уступая место новой плоскостной текстуре S_2 , параллельной осевым поверхностям складок. Взаимоотношения прежней и новообразованной текстур при разных масштабах наблюдений схематически показаны на рис. III-11, д, е: текстура, наблюдаемая в обнажении (см. рис. 11, е), которую легко принять за первичную слоистость, на самом деле занимает секущее положение по отношению к границам раздела пород на геологической карте (см. рис. III-11, б). В одних случаях вторичные плоскостные текстуры лишь в той или иной степени маскируют слоистость, делая ее плохо заметной, поскольку бросающаяся в глаза пластинчатая отдельность пород часто связана именно с этими новыми текстурами. В других случаях интенсивное развитие сланцеватости и тонкого разлинзования в тесно сжатых складках приводит к полной переработке первичной текстуры пород.



Рис. III-10. Замки мелких складок во флишевой толще верхней юры. Южный склон Большого Кавказа

Образование отдельных изолированных изгибов пластов в замках складок наблюдается в тех случаях, когда более жесткие пласты разделяются на отдельные блоки трещинами, по которым, кроме того, происходит еще и смещение. Таким образом, отдельные куски прежде единого пласта разобщаются и оказываются как бы «плавающими» в массиве более пластичного, глинистого, клявированного материала. Сходная картина может возникнуть и при послыном

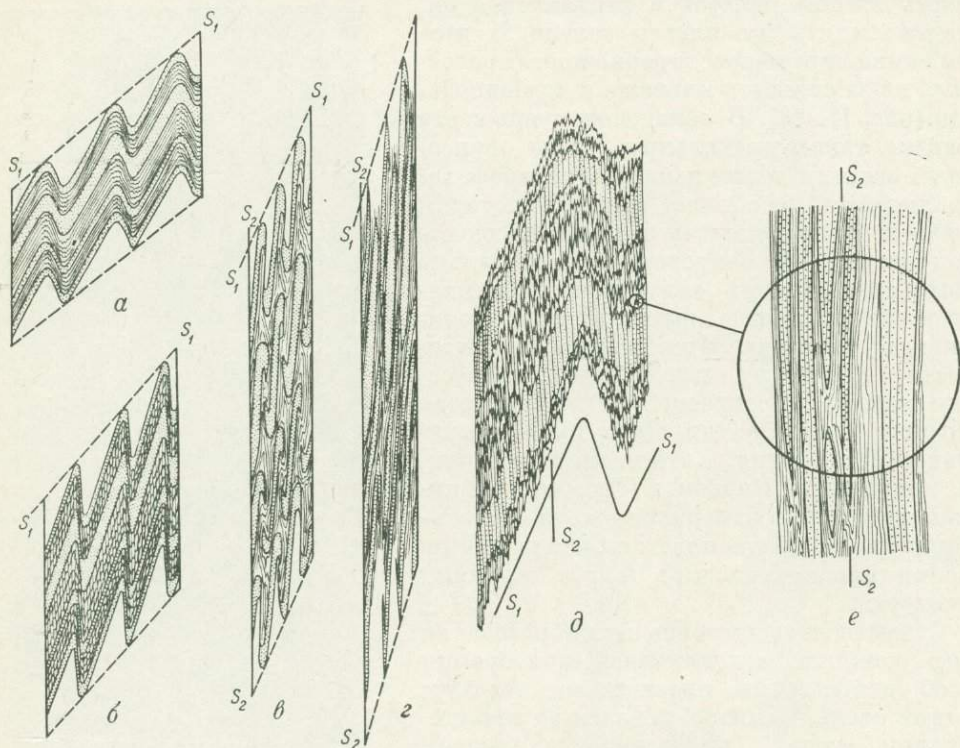


Рис. III-11. Перестройка плоскостных текстур в ходе деформации. По Тернеру и Вейссу (Turner, Weiss, 1963):
 а — б — стадии перехода плоскостной текстуры S_1 , обусловленной слоистостью, во вторичную плоскостную текстуру S_2 ; г — контакты разных пород в мелком масштабе; е — такой же контакт в крупном масштабе

перераспределении материала, когда этот процесс захватывает не только пластичные, но и относительно более жесткие пласты. В этом случае происходит редуцирование пластов на крыльях складок вплоть до полного выклинивания некоторых из них. Одновременно могут образоваться изолированные «плавающие» в общей массе глинистого материала реликты замков складок.

Возможно и сочетание этих двух способов образования описываемых структур. Так или иначе, плавность и связность складчатой деформации оказываются в этих случаях нарушенной, прослеживание пластов становится затруднительным, и создается обманчивое впечатление более простой структуры, чем это есть на самом деле.

Именно так выглядит в природе участок профиля I (см. рис. III-9) в районе вершины Бубу-Хох. На профиле, составленном из детальных зарисовок отдельных кусков, видно серию острых килевидных складок, в южной части опроки-

нутых к северу, которые постепенно становятся симметричными, прямыми. Для того чтобы показать на профиле характер складчатости и общий облик структуры, приходится рисовать сплошные пласты, обрисовывающие плавные изгибы, хотя эти складки видны очень неясно, замаскированы кливажем и трещиноватостью, проследить их удастся с трудом, так что в подобной рисовке их на профиле есть большая доля условности. Нет полной уверенности, например, что на участке к югу от самой крайней северной антиклинали во флише не пропущены еще какие-то складки. Во всяком случае южное крыло этой антиклинали, соединяющее ее со следующей к югу синклиналию, почти вдвое больше по мощности, чем другие крылья этих и остальных складок; обычная ритмичность серии складок здесь нарушается. Так это на самом деле или здесь потеряны из-за сильной раздробленности пород замки еще по крайней мере двух складок, сказать трудно. Весьма возможно, что имеет место последнее.

Для структуры подобных зон чрезвычайно характерна отчетливо выраженная дисгармония. Это совершенно естественно, так как изоклиналильные или близкие к ним по облику складки не могут продолжаться без искажения формы на значительную глубину. Интересно в этом отношении сопоставление профилей II и III (см. рис. III-9). Профиль III проведен по водоразделу по правому берегу ущелья Риони, через гору Шода, а профиль II также по правому берегу Риони, но у уреза воды по выемкам и обрывам у дороги. Так что между этими профилями разница по высоте примерно 1000 м. На первом из них видны две крупные асимметричные синклинали, опрокинутые южная к югу, а северная к северу, и сильно осложненная мелкой складчатостью, сложная по конфигурации антиклиналь между ними. Вблизи замка на северном крыле южной синклинали проходит разрыв, по которому редуцируется крыло и срезается часть замка складки. В антиклинали отчетливо видно веерообразное опрокидывание мелких складок. На профиле II, где в общем преобладает северное падение пачек пластов, отмечается крупный разрыв, соответствующий тому, который виден на верхнем профиле. В северной части условия рельефа и обнаженности не позволяют наблюдать перегиб в замке северной синклинали, хотя падения к югу, соответствующие ее северному крылу, видны. Только сопоставление с верхним водораздельным профилем позволяет понять, что здесь происходит упрощение сложной складчатой структуры отчасти за счет увеличения горизонтальной составляющей амплитуды разрыва, отчасти за счет дисгармонии. Если на водоразделе разрыв нарушал только синклиналию складку, меняя ее облик, то вниз по падению оказался опрокинутым и южный перегиб от замка антиклинали к крылу, и вместо складок возникла моноклиналию падающая пачка пластов, разбитая так же ориентированным, но более крутым разрывом. Участок же на верхнем профиле с серией мелких опрокинутых к северу изоклиналильных складок в северной части замка антиклинали на нижнем профиле соответствует почти горизонтальной структурной ступени — флексура, осложненная плавными изгибами небольшой амплитуды.

Этот пример показывает, насколько важно использовать все возможности для прослеживания характера складчатости по вертикали и как могут быть ошибочны полученные представления о структуре, если эти возможности ограничены или не использованы до конца.

Пример интенсивной изоклиналильной складчатости, когда реконструкция может быть различной в зависимости от условий обнаженности и просто от гипсометрического положения обнажений относительно друг друга, приводится Ситтером по Кнаару (рис. III-12) (de Sitter, 1956). Здесь в складки смята девонская толща сланцев, песчаников и известняков, т. е. пород, литологически

хорошо различающихся между собой. Если бы пласт известняков, помеченный на рисунке кирпичиками с черточкой, не отличался от пластов, обозначенных простыми кирпичиками, структура могла бы быть истолкована иначе. Этот пример показывает, насколько важно обнаружить в такой пачке маркирующие пласты.

Число примеров плохо распознаваемой сложной складчатости в толщах переслаивающихся различных по составу пластов можно было бы увеличить. Почти повсюду, где развиты флишевые или флишеидные отложения, в складчатых областях мы можем видеть сходные структуры. Однако во всех случаях трудности расшифровки структуры обусловлены либо интенсивной трещинова-

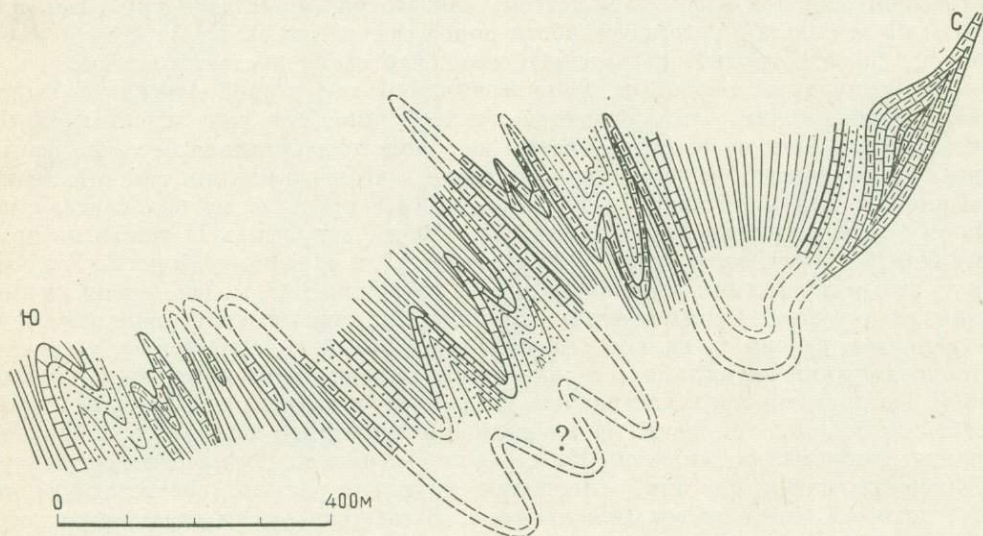


Рис. III-12. Изоклиальная складчатость в девонских отложениях Центральных Пиренеев (Sitter, 1956)

тостью и кливажем, которым подверглись породы, либо послойным перераспределением материала и пережимом отдельных пластов.

Сложная интенсивная складчатость как в литологически однородных, так и в разнородных по составу пачках слоев обладает многими общими чертами структуры, что позволяет рассмотреть причины ее трудной распознаваемости совместно для обоих случаев. И там, и здесь мы видим, что складчатость тесно связана с кливажем, как правило, параллельным осевым поверхностям складок. Кливаж в существенно глинистых частях разреза и сильная трещиноватость в более жестких (песчаниковых или известняковых) пластах и создают «фон», затемняющий складчатость.

Но дело не только в том, что складчатость оказывается замаскированной и трудно различимой: существеннее то, что в ряде случаев происходит настоящая ее переработка. Кливаж и трещиноватость, наложенные на складки, обычно имеют более постоянную и выдержанную ориентировку в пространстве, чем смятые в складки пласты. Движение по поверхностям кливажа и трещин приводит к нарушению сплошности пластов прежде всего на крыльях складок. На первой стадии переработки хотя уже и не видно связной складчатости, но о ее существовании говорят остатки замков, «плавающие» в сплошной кливажированной массе, что можно наблюдать во флишевой зоне Большого Кавказа.

Дальнейшее сплющивание складок и развитие движений вдоль поверхностей кливажа может привести к тому, что будут разрушены и эти остатки перегибов пластов. В этом случае пласты по сети параллельных, чрезвычайно сближенных между собой трещин разделяются на отдельные блоки, которые поворачиваются и смещаются друг относительно друга. И тогда возникает уже не складчатая структура, а как бы «вторичная моноклираль», образованная не поверхностями напластования, а параллельными поверхностями кливажа и трещиноватости. В замках бывших складок таким образом могут быть совершенно уничтожены следы поворота слоев, а на крыльях слоистость становится параллельной или почти параллельной новой ливейности всего массива пород.

Крупные складки в рассмотренных нами случаях имеют изоклиальный или близкий к нему облик. Кливаж и мелкие структуры, осложняющие внутреннее строение складчатых толщ (см. другие главы книги), являются непрменной чертой их внутреннего строения. Все эти явления, очевидно, тесно генетически связаны между собой. Иногда подобные складки даже называются «кливажными».

Складки такого типа располагаются исключительно в центральной части геосинклинальных складчатых областей там, где интенсивность деформации пород максимальная. К окраинам складчатой области как по простиранию, так и вкрест простирания полосы развития такой интенсивной складчатости сменяются обычно более простыми складчатыми структурами, сложенными более молодыми осадочными образованиями. Это уже типичные складки осадочного чехла, или супраструктуры по Ситтеру.

Образование рассмотренных типов складчатости связывается в последнее время с процессом внедрения глубинных диапиров, верхнюю часть которых и составляют эти складки (Белоусов, 1962; Кириллова, 1962, 1963; Сорский, 1964).

НАЛОЖЕНИЕ СКЛАДОК РАЗНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ (ПОПЕРЕЧНАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ)

В складчатых областях можно встретить складки различных пересекающихся направлений, наложенные друг на друга. В областях развития метаморфических толщ это явление довольно обычно, и чаще всего оно свидетельствует о фазах деформации горных пород, следующих одна за другой. При этом структуры одной генерации иногда частично, иногда целиком перерабатываются структурами следующей генерации, имеющими иное направление (эти вопросы подробно рассмотрены в гл. VI). Однако и в областях развития осадочных пород тоже возможно возникновение пересекающихся систем складок.

Интересен пример, наблюдавшийся в Курайском хребте Чулышмано-Шапшальской зоны Алтае-Саянской области. Здесь, по данным М. Н. Ланда и Е. М. Рудича, в тектоническом блоке, ограниченном крупными региональными разломами, на сравнительно небольшом пространстве наблюдается резкое изменение простирания складок (рис. III-13). В восточной части блока отложения кембро-ордовика, представленные песчано-глинистыми флишеидными породами, образуют серию линейных довольно крупных складок северо-восточного простирания. По мере продвижения к западу складки становятся более мелкими, типично изоклиальными, и простирание меняется на северо-западное, т. е. наблюдается поворот осей складок почти на 90° . Одновременно с изменением характера деформации меняется и степень метаморфизма пород. Если на северо-востоке породы кембро-ордовика лишь в самой слабой степени затронуты метаморфизмом (в отдельных случаях глинистые сланцы хлоритизи-

рованы), то на юго-западе те же самые толщи метаморфизованы до амфиболитовой фации. Естественно в этом случае связывать явление наложения складчатостей разных направлений с процессом регионального метаморфизма, который по времени происходил позже первого этапа деформации, когда образовались складки северо-восточного простирания.

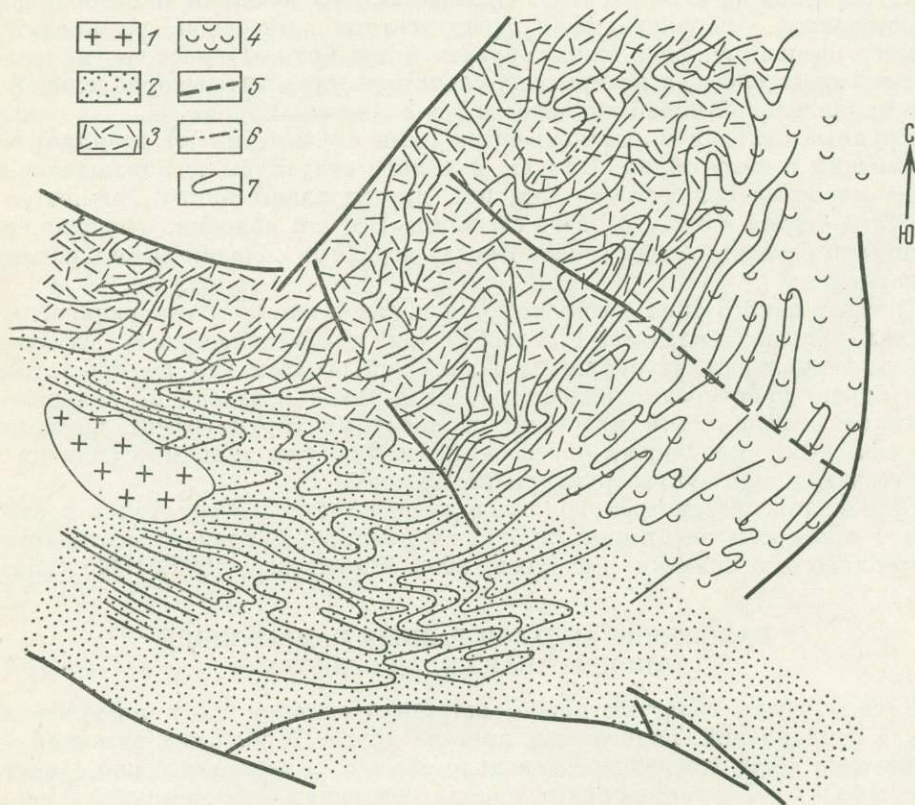


Рис. III-13. Поперечные складки в кембро-ордовике Чулышмано-Шанпальской зоны на Алтае. По М. Н. Лянда и Е. М. Рудичу.

1 — граниты; 2 — амфиболитовая фация метаморфизма; 3 — хлорит-биотитовая фация метаморфизма; 4 — хлоритовая фация метаморфизма; 5 — разломы; 6 — оси складок; 7 — простирание и конфигурация складок

Подобное рассмотрение механизма деформации осадков в зависимости от процесса метаморфизма может быть основано лишь на большом детальном материале по внутренней структуре складчатых толщ. Следует только еще раз подчеркнуть тесную связь складкообразования с процессами регионального метаморфизма. Сложные структурные соотношения, получающиеся при взаимодействии этих процессов, отчетливо показывают, что только всестороннее комплексное исследование геологии подобных районов может позволить расшифровать эти структуры. Изучение такой сложной складчатости и выяснение ее общей картины должно проводиться только на площади, так как любая система профилей-пересечений может дать ошибочное представление об истинном характере складок.

Для складчатых областей или их участков, сложенных осадочными породами, более характерна поперечная складчатость локального распространения, приуроченная к крупным поперечным флексурам или крупным погружениям антиклинориев. Такие поперечные складки обычно занимают сравнительно неширокую полосу по простиранию складчатой области. Вкrest же простирания они могут протягиваться далеко, пересекая иногда несколько крупных структурных элементов. Поперечные складки этого типа могут выражаться в очень крутых и сближенных ундуляциях шарниров продольных складок.

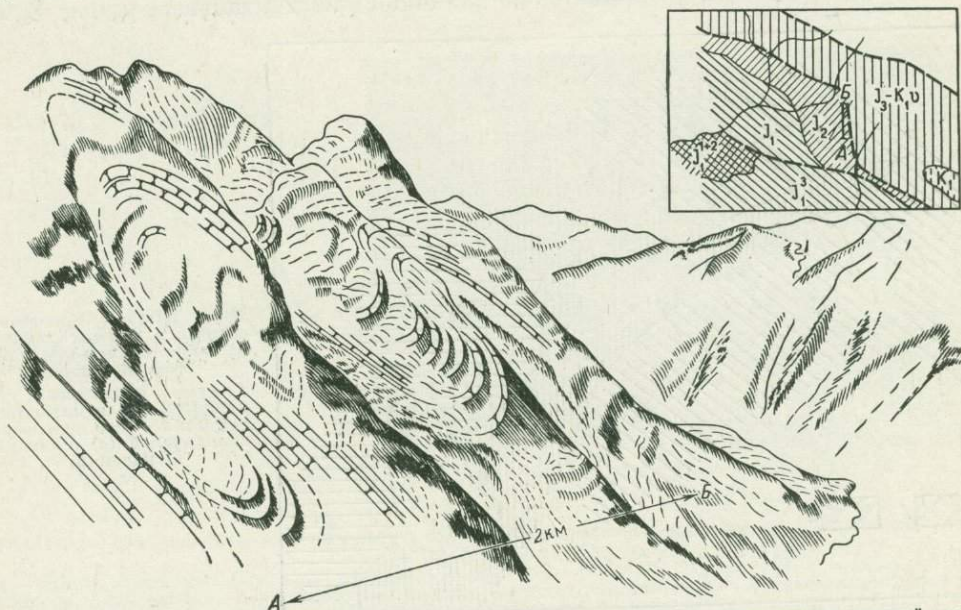


Рис. III-14. Складки с круто погружающимися шарнирами в песчано-сланцевых толщах средней юры в ущелье р. Шушара. Рисунок по фотографии и схематическая геологическая карта

Выразительный пример таких складок наблюдается на южном склоне Большого Кавказа в бассейне р. Цхенис-цкали (рис. III-14). В этом месте флишевая зона южного склона, протягивающаяся вдоль водораздела Главного хребта и сложенная отложениями верхней юры и нижнего мела, резко расширяется по направлению на восток. На западе ширина ее составляет всего 4—5 км, а восточнее по водоразделу с р. Риони 11—12 км. Разрыв, ограничивающий флишевую зону с юга, резко поворачивает почти под прямым углом к югу и проходит почти меридионально отчасти по тальвегу р. Шушара, отчасти по водоразделу между притоком р. Цхенис-цкали, р. Шушара и р. Лухунис-цкали, принадлежащей уже бассейну Риони. Такую же флексуру в плане образуют песчано-сланцевые толщи средней юры, контактирующие с флишем по разрыву с юга. И флишевые толщи, и отложения средней юры смяты здесь в серию продольных складок, очень узких, килевидных, с вертикальными или слабо наклоненными к югу осевыми поверхностями. Хорошо видны складки во флише в самых верховьях ущелья Лухунис-цкали в обоих его бортах. По р. Шушара проходит непосредственный контакт флиша со средней юрой, и здесь структуры, наблюдающиеся в правом и в левом бортах ущелья, не соответствуют друг другу. В правом борту, сложенном флишем, отчетливо видны

острые килевидные, иногда изоклинные складки, несколько наклоненные на юг. В левом борту складок практически не видно, отмечается только крутое падение пластов на север. Однако, когда удастся взглянуть на эту часть ущелья сверху, с водораздела между р. Шушара и р. Лухунис-цкали, можно увидеть замки целой серии складок, занимающих вдоль ущелья примерно 2 км (см. рис. III-14); шарниры этих складок круто погружаются на восток ($65-70^\circ$). Только после того как сверху удалось увидеть эти изгибы и отметить их места по ущелью, они были найдены и в обнажениях, хотя снизу замки антиклиналей выглядят как трубы, круто наклоненные вдоль склона к тальвегу ручья. Замки

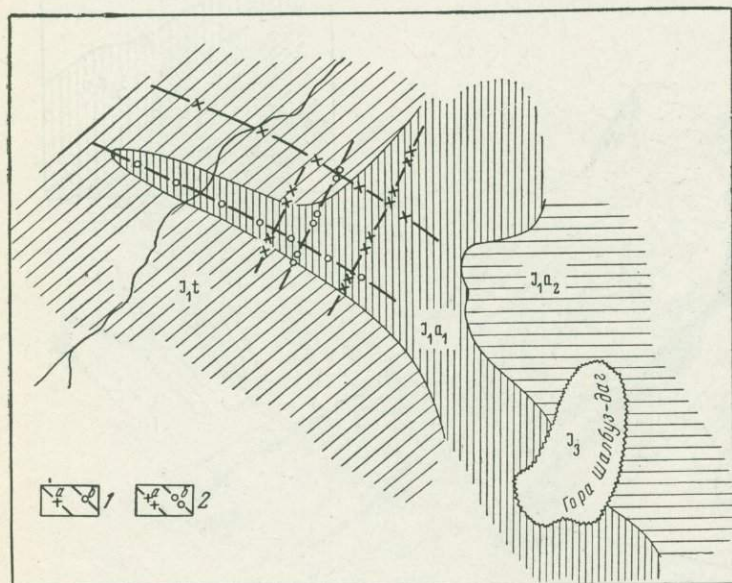


Рис. III-15. Поперечные складки в толщах лейаса в бассейне р. Ахты-чай, Восточный Кавказ.

1 — оси продольных синклиналей (а) и антиклиналей (б); 2 — оси поперечных синклиналей (а) и антиклиналей (б)

же синклиналей настолько сильно раздроблены и повреждены эрозией, что увидеть их трудно, даже когда известно их точное местоположение.

Таким образом, здесь поперечная флексура, которую образует в плане флишевая зона и обрамляющие ее толщи, оказывается очень сложной; слои изогнуты не только в продольном, но и в поперечном направлении. Разумеется, это не в полной мере складчатость двух направлений, поскольку виден всего лишь один поперечный изгиб. Но общий облик обнажений достаточно типичен: такие «трубы» часто встречаются, когда мы имеем дело с рядом поперечных изгибов.

Поперечные складки с несколькими изгибами наблюдаются на юго-восточном погружении юрского ядра мегантиклинория Большого Кавказа (рис. III-15). Здесь в средней части бассейна р. Самур и ее притока р. Ахты-чай толщи среднего и верхнего лейаса резко погружаются к юго-востоку, и далее по простиранию в центральной части мегантиклинория оказываются уже карбонатные толщи верхней юры и нижнего мела, слагающие массивы гор Шалбуз-даг и Шах-даг. Так что, по существу, здесь тоже образуется резкая поперечная флексура. Отложения лейаса, представленные песчано-сланцевыми породами, образуют на смыкающем крыле флексуры широкие, относительно простые коробчатого облика складки. Кое-где эти крупные складки осложнены волнистостью, мелкими складками и небольшими разрывами. Все эти струк-

туры достаточно ясно видны в ущелье р. Ахты-чай. К востоку от этого ущелья, по направлению к известняковому массиву горы Шалбуз-даг, шарниры всех складок резко наклоняются к востоку под углом примерно 60° .

Узкое извилистое ущелье р. Муглах-чай, правого притока р. Ахты-чай, позволяет наблюдать изгибы шарниров складок в нескольких сечениях вкrest простираия и по простираию. Здесь отчетливо видны антиклинальные и синклинальные поперечные изгибы шарниров продольных складок. При этом погружения к востоку, как правило, более круты ($50-60^\circ$), чем к западу ($20-30^\circ$), что и обуславливает ступенчатое погружение лейасовых толщ на восток.

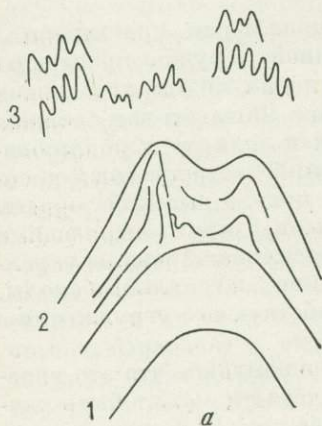


Рис. III-16. Дисгармоничная складчатость в меловых отложениях района сел. Баш-Дашагыл, южный склон Большого Кавказа.

а — схема изменения характера складчатости (зарисовка И. В. Кирилловой) (1 — сечение по левому борту р. Дашагыл-чай, 2 — сечение по правому борту р. Дашагыл-чай, 3 — сечение западнее долины р. Дашагыл-чай); б — складки с «ныряющими» шарнирами в долине р. Дашагыл-чай (деталь зоны 3 на рис. а)

Перегибы в замках продольных складок выглядят в обнажении как трубы или челноки, наклоненные под разными углами. Здесь удастся увидеть не только замки антиклиналей, но и синклинали, поскольку в разрезе верхнего лейаса довольно много плотных пластов песчаников, которые дают прекрасно отпрепарированные поверхности.

Изображение этой сложной пространственной структуры на плане или в серии разрезов — задача довольно сложная. Даже в условных стратоизогипсах трудно показать ее конфигурацию. Для этого надо располагать данными детального картирования площади в очень крупном масштабе.

Интересно, что рассмотренная полоса поперечных складок протягивается далеко вкrest простираия складчатой системы Большого Кавказа. Осложнение продольных складок поперечными изгибами можно видеть на севере, в Самурском хребте, и на юге, в пределах флишевого трога южного склона.

Такое дисгармоничное усложнение характера складчатости можно наблюдать в восточной части южного склона Большого Кавказа, где в долине р. Дашагыл-чай над сел. Баш-Дашагыл располагается свод антиклинали, сложенной туфогенными песчаниками, кремнистыми аргиллитами и туфами вулканогенной толщи сеномана (Шихалибейли, 1956). Благодаря очень неправильной слоистости внутри вулканогенной толщи, частому выклиниванию отдельных

пластов, а также внутрипластовому перетеканию материала строение антиклинали очень усложнено, особенно в сводовой, как бы просевшей части. Интересно быстрое изменение характера складки по простирацию (рис. III-16, а). В разрезе по левому борту долины складка слагается нижними горизонтами туфогенной толщи и имеет довольно простую коробчатую форму. По правому борту долины, т. е. примерно на 1 км западнее, очертания складки значительно сложнее, она становится «двугорбой», так как появляется проседание в замке. При этом слои пронизываются многочисленными разломами, породы близ разломов разлинзованы и местами рассланцованы. Еще далее к западу свод антиклинали погружается, и место этой складки занимают многочисленные мелкие острые складочки, слагающиеся красноцветной толщей.

Следует заметить, что здесь поперечное к региональным простирациям погружение складок осложняется резкой дисгармонией. Трудно проследить эти изменения сколько-нибудь детально, так как складки видны в основном в малодоступной части склонов. Однако выше по долине Дашагыл-чая сложная дисгармоничная поперечная складчатость «спускается в долину» и обнаруживается по резким и многократным изменениям залегания пестроцветных кремнисто-мергелистых пачек (рис. III-16, б); в коренном цоколе высокой террасы хорошо вырисовываются складки с почти вертикальными и круто ныряющими шарнирами. Мергелистые прослои в замках складок раскливажированы параллельно их осевым поверхностям, кроме того, часты мелкие диагональные сколы, по которым происходит чешуйчатое надвигание, способствующее сгруживанию материала в ядре нагнетания.

Рассмотренные случаи поперечной складчатости показывают, что это явление проявляется в разных формах. Наложение складчатости может быть свидетельством двух одновременных фаз складкообразования. В рассмотренных же случаях поперечной складчатости в толщах неметаморфизованных осадков складки обоих направлений являются результатом единого процесса деформации пород и связаны со сложным полем напряжений, образующимся на крутых региональных поперечных флексурах.

СОЧЕТАНИЕ СЛОЖНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ С РАЗРЫВАМИ

На профилях, которые приводились в первом и втором разделах настоящей главы, видно, что сложную складчатость сопровождает большое количество разнообразных разрывов. Сравнительно просто обстоит дело, когда плоскость разрыва сечет напластование под более или менее заметным углом. Тогда при наличии маркирующих пластов либо характерных сочетаний слоев разного состава можно выяснить амплитуду смещения и установить направление движения по разрыву. Гораздо сложнее фиксировать разрывы, ориентировка которых очень близка к напластованию. Это так называемые послойные срывы, довольно часто встречающиеся в полосах развития интенсивных изоклинальных складок, образуемых раскливажированными породами. В этом случае часто амплитуда и направление движения устанавливаются с трудом или не поддаются оценке; иногда и само наличие разрыва не удается фиксировать достаточно уверенно.

Проскальзывание по поверхности напластования между литологически резко различными пластами или внутри пачки жестких пластов — явление довольно обычное, и оно должно иметь место почти в любой складке так называемого концентрического типа. В коробчатых складках Известнякового Дагестана, образованных комплексом пород неокома, очень разнообразных по

своему составу — от мягких глин и слабо сцементированных песчаников до плотных кристаллических известняков, — на поверхностях напластования жестких прослоев очень часто видны зеркала скольжения, запечатлевшиеся в межпластовых корочках кальцита. Направление смещения, ясно видимое по этим зеркалам, обычно составляет некоторый угол с падением пласта и происходит вверх по падению с небольшим наклоном в сторону общего погружения складки. Размеры смещения в этих послонных срывах ничтожны и для складок, имеющих ширину 3—5 км, измеряются сантиметрами.

Отсюда ясно, что хотя проскальзывание пластов друг по другу должно сопровождать образование каждой складки изгиба, реально наблюдать это явление в природе можно только в достаточно крупных складках, да еще при наличии подходящего набора пластов, на поверхностях которых сохраняются следы скольжения.

Различная реакция на механические воздействия разных по составу пород может привести к образованию крупных срывов по поверхности напластования, являющейся границей разных литологических комплексов. Это может быть и одной из причин образования крупных покровов, о которых будет идти речь в следующей главе.

Гораздо более сложная ситуация возникает, когда срывы, параллельные напластованию, развиваются в литологически однообразной толще (в особенности представленной глинистыми сланцами), образующей серию подобных складок с интенсивным квиважем. В некоторых случаях такие послонные срывы выражены в виде более или менее широкой, измеряемой несколькими метрами зоны смятия. Внутри зоны падение пластов беспорядочно меняется, породы сильно раздроблены и развальцованы, наблюдается большое количество мелких, частных разрывов, ориентированных в различных направлениях. Нередко в зонах дробления породы бывают сильно ожелезнены и окварцованы. В этом случае часто не удается наблюдать четкой единой плоскости смещения и только общая ориентировка всей зоны параллельно пластам позволяет считать ее послонным срывом.

Иногда послонные срывы выражаются сравнительно узкой зоной или даже плоскостью смещения. При этом, если в окружающих породах нет ясных маркирующих горизонтов, такие срывы могут быть пропущены. Диагностическим признаком может служить ожелезнение и окварцевание пород, которое обычно сопровождает разрыв. В толще аспидных сланцев Большого Кавказа в разных местах постоянно встречаются именно такие послонные срывы, узнаваемые только по ржаво-рыжим полосам ожелезнения или концентрации мелких кварцевых прожилков.

О том, что это явление имеет широкое распространение и весьма характерно для интенсивно деформированных толщ внутренних зон геосинклиналей, свидетельствуют различные профили, приводимые в региональных работах. По данным А. Гансера, чешуйчатая структура, образованная целыми сериями послонных срывов, характерна для многих районов Гималаев. Чешуйчатые надвиги, которые в обнажениях выглядят, в сущности, как послонные срывы, известны в Альпах, Пиренеях и других складчатых областях.

Всегда очень сложным при изучении таких разрывов является установление его амплитуды, которая может изменяться в очень широких пределах — от небольших подвижек до сотен метров и нескольких километров. В последнем случае, если смещение происходит не точно по поверхности напластования, а хотя бы под очень острым углом к ней, оно может привести к удвоению

разреза. Установление амплитуды смещения сводится тогда к подробному изучению послынного разреза отложений. Характерные сочетания различных пластов могут помочь выявить повторения разреза.

Сложное сочетание разрывов с изоклиналильными и килевидными складками, в результате которого возникает необычная чешуйчатая структура, наблюдалось на южном склоне Большого Кавказа. Пачки пород верхнеюрского карбонатного флиша образуют серию примерно равных по мощности пластин, внутри которых пласты лежат совершенно плоско, моноклиналильно, но угол падения от одной пластины к другой изменяется, причем наблюдается ритмичное чередование пластин с крутым углом падения с пластинами, где углы более пологие. Границы раздела между пластинами проходят то параллельно пачкам, лежащим более круто, то параллельно более пологим. Породы на границах раздела

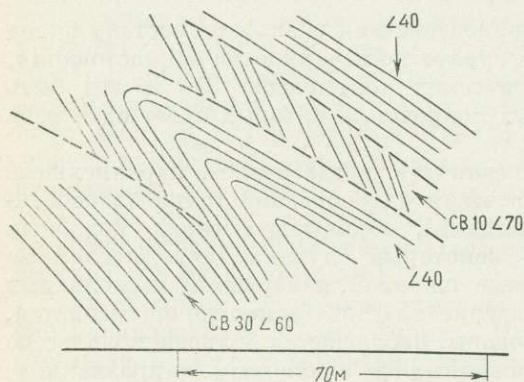


Рис. III-17. Складки во флишевых толщах, осложненные разрывами вдоль осевых поверхностей. Бассейн р. Арагви, Кавказ

представлены тонкослоистыми мергелями. На поверхностях, разделяющих пластины, нет никаких следов скольжения по разрыву, так что эти поверхности не сразу воспринимаются как разрывы, хотя ничем иным такой контакт между этими пачками быть не может. Довольно трудно представить себе, каким образом может возникнуть такая структура. Один из вариантов объяснения может дать сопоставление с соседним обнажением, где такая же пачка пластин развита на крыле отчетливо видимой антиклинали, а разрыв на другом крыле складки постепенно затухает, переходя в послынный срыв (рис. III-17). Возможно, что

здесь мы видим остатки мелких складок, осложнявших прежде эту антиклиналь и превратившихся в серию моноклиналильных пластин.

Подобные структуры могут быть и более крупных размеров, однако выявление их гораздо более трудное и может быть осуществлено только при сочетании картирования площади с наблюдением по профилям. Например, хорошо известны зоны смятия в Центральном Казахстане, характерной чертой которых являются вытянутые вдоль их простирания, почти параллельные друг другу разломы. Между разломами породы в общем образуют моноклиналильные чешуи или пластины. Крупные складки здесь обычно видны плохо, хотя все породы несут признаки интенсивной деформации и внутренняя структура их очень сложна.

В породах развит интенсивный квиваж, плоскости которого параллельны общему простиранию зоны смятия и основным разломам. Очень характерны будинаж различного типа, мелкие дисгармоничные складки, плейчатость — одним словом, весь набор признаков, который свидетельствует об очень интенсивной деформированности пород.

Отсутствие отчетливо выраженных, соответствующих масштабу всей зоны смятия, складок заставляет с большими основаниями предполагать, что мы здесь имеем структуру, подобную серии моноклиналильных пластин, рассмотренной выше.

СОЧЕТАНИЕ УГЛОВЫХ НЕСОГЛАСИЙ С ДИСГАРМОНИЧНОЙ СКЛАДЧАТОСТЬЮ

Как известно, угловые несогласия свидетельствуют о перерыве осадконакопления и об определенной фазе деформации пород и образовании складчатости. Обычно угловые несогласия выглядят таким образом: нижний, более древний комплекс осадков деформирован относительно более интенсивно и образует более сложные структурные формы, чем вышележащие, более молодые породы, которые либо совсем не деформированы, либо образуют простые спокойные складки. Так или иначе, с угловым несогласием у нас прочно связано представление, что в нижнем комплексе пород углы падения пластов более круты, а складки более сложны, чем в верхнем. Именно таким образом выглядят разные примеры несогласных налеганий и прилеганий, приводимые в руководствах по структурной геологии.

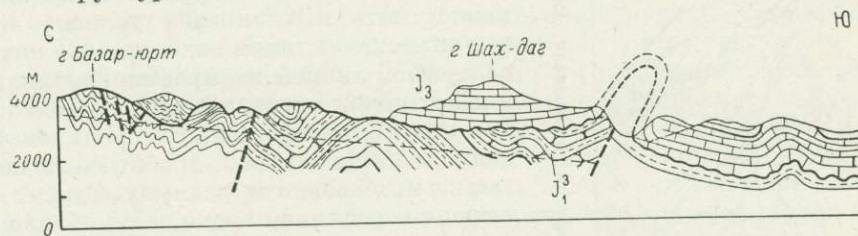


Рис. III-18. Структурный профиль через гору Шах-даг, Восточный Кавказ

Однако в некоторых случаях деформации, происходящие позже образования углового несогласия, сопровождаются резкой дисгармонией, срывами по поверхности несогласного залегания, что может привести к тому, что в верхнем комплексе деформации пород оказываются не менее сложными, а иногда даже и более интенсивными, чем в нижнем. Такие случаи могут представлять известную трудность при наблюдении в поле и особенно при истолковании образовавшейся структуры.

Достаточно хорошо известен региональный перерыв осадконакопления между средней и верхней юрой на Большом Кавказе, который в некоторых местах сопровождается резким угловым несогласием. На юго-восточном погружении нижнеюрского ядра мегантиклинория Большого Кавказа это угловое несогласие проявляется наиболее ярко и показательно, что неоднократно отмечалось в литературе (Богданович, 1902; Дробышев, 1939; Шолпо, 1962). Здесь на серию складок в песчано-глинистых породах верхнего лейаса резко трансгрессивно ложатся карбонатные толщи верхней юры и неокома, которые образуют очень широкие сравнительно простые коробчатого облика складки (рис. III-18). Величина углового несогласия в отдельных местах достигает $45-50^\circ$, хотя иногда видимое несогласие в замках синклиналей как будто пропадает. Это совершенно естественно, так как при деформации пород нижнего комплекса днища синклиналей могли оставаться погруженными ниже уровня моря, и верхний комплекс осадков ложился здесь хотя и с перерывом, но согласно.

На профиле, иллюстрирующем эти соотношения, особенный интерес для нас представляет один участок, который стоит рассмотреть более детально. Это опрокинута к северу антиклиналь в верхнем карбонатном комплексе, возникшая над разрывом в более древних породах. Разрыв в толще нижнеюрских отложений, видимо, имеет достаточно глубокое заложение, так как

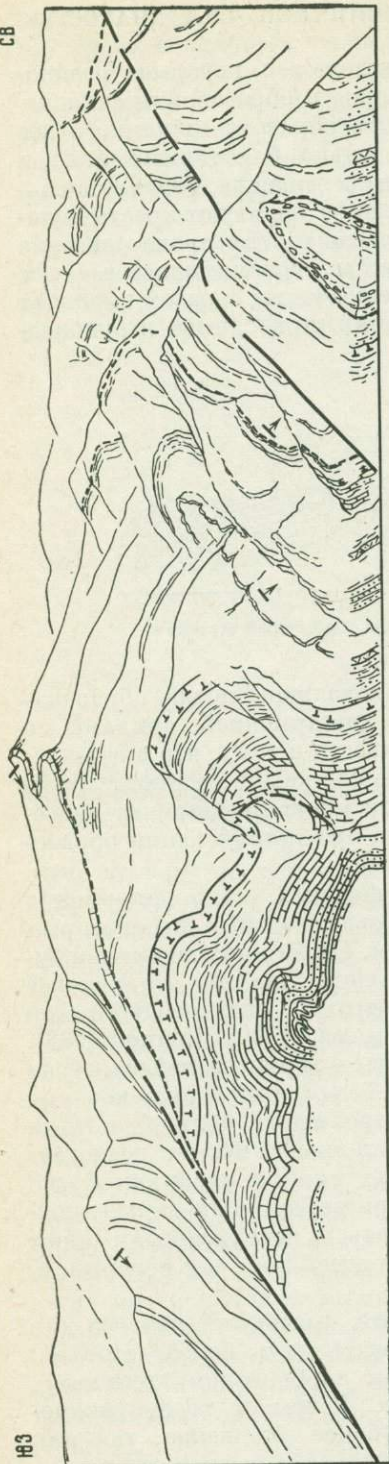


Рис. 19. Зарисовка выходов девонских отложений на северном крыле Кызыл-Шинской антиклинали, Алтай. По И. И. Белостоцкому (1963)

он разделяет две крупные структурные ступени; подошва верхней юры южной, Шахдагской, ступени относительно приподнята примерно на 800 м над подошвой северной, Сударской, ступени. Очевидно, по этому разрыву как по ослабленной зоне происходило нагнетание пластичных, преимущественно глинистых отложений нижней и средней юры, и антиклинальная складка, отчетливо фиксирующаяся в них, является типичной складкой нагнетания. Массивные известняки верхней юры над замком этой антиклинали размыты, и облик складки по этим пластам может быть восстановлен условно. Весьма вероятно, что в таком виде, как это показано воздушной линией на профиле, антиклиналь в известняках никогда не существовала, так как при такой деформации породы неизбежно должны были сильно дробиться и подвергаться интенсивному размыву. Однако в обнажении отчетливо видно, что вблизи ядра нагнетания в известняковых пластах резко возрастают углы наклона, а с северной стороны они даже опрокидываются и приобретают обратное падение, что в общем не характерно для всего облика складчатости в верхнеюрских и неокомских породах этого района.

Нет сомнений, что в данном случае оба комплекса пород, разделенных несогласием, деформировались одновременно, хотя и несколько по-разному в силу различных механических свойств, а общей причиной деформации был процесс нагнетания в нижнем пластичном комплексе. Таким образом, в этом месте на структуру классического углового несогласия накладывается дисгармоничная деформация нагнетания.

Более сложные соотношения дисгармоничной складчатости с угловыми несогласиями приводятся И. И. Белостоцким (1963) для Кызыл-Шинской антиклинали на Алтае. Эта складка, сложенная девонскими толщами, располагается в пределах Чуйского синклинория и является восточным продолжением Баратальского горста, где на поверхности обнажаются докембрийские породы. Такое структурное положение Кызыл-Шинской антиклинали привело к тому, что в девонской депрессии этот участок

характеризовался геоантиклинальными тенденциями, выразившимися относительно меньшими мощностями отложений, а также перерывами осадконакопления. Стратиграфический перерыв и угловое несогласие разделяют эйфельский (аксайская свита) и живетский ярусы девона. При этом объем стратиграфического перерыва и размер углового несогласия изменяются в пределах складки: в осевой части и то, и другое больше. Нижний структурный ярус, к которому относится аксайская свита, представлен грубослоистыми вулканогенными породами, обнажающимися в эрозионном окне в замке антиклинали. Эти толщи собственно складки не образуют, а лежат моноклинально с падением к северу. И только на северо-востоке виден изгиб этих толщ, соответствующий периклинальному замыканию складки (рис. III-19).

Отложения верхнего структурного комплекса, включающие живетский и франский ярусы, представлены тонкослоистым терригенным флишем, и именно по ним отчетливо вырисовывается антиклинальная структура Кызыл-Шинской складки. В целом это брахиантиклиналь восточно-северо-восточного простирания длиной по обнаженной части девона 15 км и шириной 8 км. Северное крыло складки крутое, почти вертикальное, местами опрокинутое, несколько изогнутое в плане. Здесь породы верхнего комплекса обнаруживают относительно большую степень деформации, чем нижний комплекс, обнаженный в ядре. Флишевые толщи на северном крыле осложнены мелкими складками изоклинального облика, причем осевые поверхности складок второго порядка опрокинуты в сторону соседней синклинали; степень дислоцированности отложений в этом направлении также возрастает. Таким образом, одновременно происходит возрастание интенсивности деформации от нижних горизонтов к верхним в пределах верхнего структурного комплекса. В отдельных местах контакт двух стратиграфических комплексов сопровождается ясными следами срыва, который фиксируется по мощным зонам милонитизации. Все эти структурные и стратиграфические соотношения удалось выяснить только при детальном картировании площади и непосредственном прослеживании отдельных маркирующих горизонтов и контактов.

Анализ наблюдающейся структуры, а также сопоставление с историей геологического развития области в девонское и предшествующее ему время приводят И. И. Белостоцкого к однозначным и уверенным выводам относительно формирования Кызыл-Шинской антиклинали. Согласно его представлениям, после отложения нижнего структурного комплекса (аксайской свиты) блоковые движения фундамента по разрывам, заложенным еще в каледонское время, сформировали крупную коробчатую брахиантиклиналь, осевая часть которой располагалась южнее современной Кызыл-Шинской складки. Возможно, что в это время происходили восходящие движения более крупного блока, чем в последующие эпохи. Затем после отложения флишевых толщ верхнего структурного комплекса блоковые движения фундамента стали более дифференцированными. Реакция осадочных пород обоих комплексов на эти деформации была различной в силу разных механических свойств. Нижний комплекс более жесткий и массивный, хотя и подвергался деформации дважды, деформирован проще, чем верхний. В верхнем же комплексе возникли дополнительные осложняющие складки за счет гравитационного оползания пластичных флишевых толщ с растущего поднятия, от осевой зоны антиклинали в сторону соседних синклиналей. Сползание «текучей» массы флишевых пород происходило с увеличением амплитуды перемещения слоев вверх по разрезу, а в отдельных местах и с отрывом всей массы пород верхнего комплекса от основания, т. е. с образованием небольших по размерам тектонических покровов.

Встречаются и более сложные соотношения складчатости с угловыми несогласиями, истолкование которых весьма трудно и требует дополнительных построений и реконструкций. На рис. III-20 приведены профили через Кадрилинскую антиклинальную складку Арагац-Нахичеванской зоны Малого Кавказа, составленные А. В. Варданием. Эта складка представляет собой типичную брахиантиклиналь, сложенную палеозойскими породами. Песчано-глинистые толщи фамена образуют в ее ядре сложную мелкую складчатость (профиль I). При этом внутренняя структура этих толщ — кливаж, развальцованность

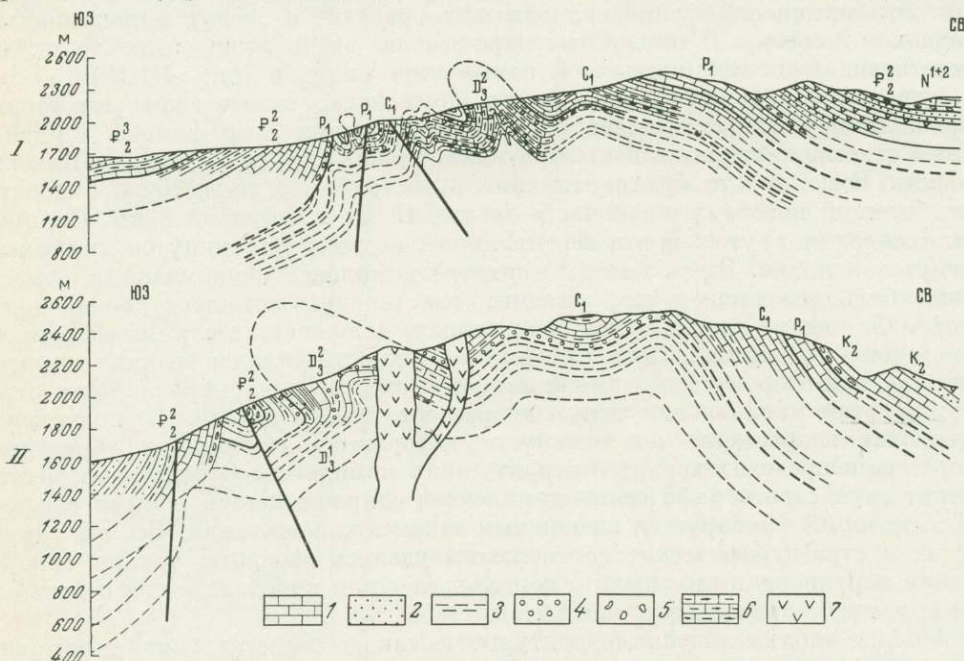


Рис. III-20. Структурные профили (I и II) через Кадрилинскую антиклиналь, Малый Кавказ. По А. Варданию.

1 — известняки; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — кварциты; 5 — конгломераты; 6 — песчано-глинистые известняки; 7 — вулканогенные породы

и раздробленность пород — не вызывает сомнения в том, что данные складки обусловлены нагнетанием пластичного материала в ядро крупной антиклинали. По более верхним, преимущественно карбонатным породам карбона и перми Кадрилинская антиклиналь имеет коробчатый облик, хотя и осложнена волнистостью и более мелкими складками (профиль II). На северо-восточном крыле складки, хотя в разрезе слагающих его отложений и есть значительные стратиграфические перерывы (отсутствуют триас, юра и нижний мел), угловых несогласий не наблюдается, и вверх по разрезу происходит постепенное выполаживание всех толщ до горизонтального залегания в палеогене. На юго-западном же крыле палеогеновые известняки ложатся прямо на разные горизонты палеозоя с резким угловым несогласием и при этом довольно круто наклонены на контакте на юго-восток. Здесь же вблизи несогласного контакта складку осложняет небольшой горст, клинообразно сужающийся вверх. Амплитуда перемещения горста составляет примерно 100—150 м.

Структурная картина как будто бы достаточно проста и ясна. Однако возникает очень важный вопрос о времени образования складки и о роли про-

песса нагнетания пластичного материала при образовании всей структуры. С одной стороны, общая асимметрия антиклинали и опрокидывание всех складок на юго-запад, отчетливо видимые на обоих профилях, заставляет думать, что именно нагнетанием вызвано крутое залегание поверхности несогласия палеозоя с палеогеном. И тогда процесс формирования всей складки и соответственно выжимание пластичного фамена в ее ядро следует относить ко времени, по крайней мере, после отложения эоценовой толщи. С другой стороны, эоценовые породы, судя по профилям, легли на юго-западном крыле складки на интенсивно деформированные породы, которые в отдельных местах должны были быть даже в опрокинутом залегании. Создается впечатление, что эти складки образовались именно в процессе нагнетания и выжимания пластичной фаменской толщи. Тогда деформацию поверхности несогласия надо связывать с блоковыми движениями по разрывам, приведшим к образованию горста и некоторому «выпрямлению» ранее сформировавшихся складок в крайнем юго-западном блоке.

Очевидно, что однозначное решение вопроса о времени образования складки не может быть достигнуто без дополнительных реконструкций. Резко различный по мощностям отложений и по стратиграфической полноте разрез отложений на крыльях складки свидетельствует о сложных дифференцированных блоковых движениях во время осадконакопления. Можно идти путем восстановления истории этих движений с тем, чтобы попытаться уловить момент, когда разница нагрузки на отложения фамена была бы достаточна, чтобы мог начаться процесс перераспределения и выжимания материала. Кроме того, можно, постепенно приводя в горизонтальное положение поверхности несогласий и перерывов, выяснить степень дислоцированности пород на различных этапах развития (это способ реконструкции истории сверху — вниз). Только сопоставление результатов этих двух способов реконструкции поможет установить однозначно, каким образом развивалась складка и как была сформирована современная структура.

Как видно из сказанного, угловые несогласия, которые всегда несут очень важную информацию о процессе развития структуры, в тех случаях, когда они осложнены наложившимися на них деформациями, приобретает еще большее значение для понимания механизма образования складок, разрывов и других структур. Очень важно при этом не спутать угловые несогласия, осложненные последующими деформациями, с дисгармоничной складчатостью, сочетающейся с разрывами. В неметаморфизованных осадочных породах, где отчетливо видны поверхности напластования и контакты разновозрастных толщ, дело обстоит сравнительно просто: необходимо только детальное изучение разреза и тщательное картирование площади. Гораздо сложнее методика выявления подобных взаимоотношений в метаморфических породах.

МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Следует сказать, что картирование областей сложной складчатости в мелком масштабе таит в себе опасность получения ошибочных представлений и об общем геологическом строении, и о мощностях отложений, и о характере деформаций пород. В особенности это относится к сложной интенсивной складчатости, рассматривавшейся в первом и втором разделах настоящей главы.

Можно было бы привести многочисленные примеры по Кавказу, когда на первом этапе изучения осевой зоны мегантиклинория в толще аспидных сланцев не расшифровывалась внутренняя структура полосы, сложенной ими,

и на картах вырисовывалось как будто бы относительно простое геологическое строение этой полосы: моноклиналильные пластины огромной мощности, либо крупные простые складки. На картах показывалась серия параллельных полос, занятых разными по составу и возрасту породами.

Однако исследования последних лет показали, что область, сложенная аспидно-сланцевой толщей, имеет очень сложное строение, и на новых крупномасштабных картах это отражено. В ходе этих работ обычные методы картирования сочетались со структурно-геологическими методами: параллельно с составлением стратиграфических разрезов строились детальные крупномасштабные структурные профили, на которых изображались все выделенные в разрезе литологические пачки пород, при этом масштаб структурных профилей значительно превышал масштаб составлявшейся карты. Это позволило установить истинные мощности отложений и показать внутреннюю структуру деформированных толщ. Такое сочетание общих методов картирования с детальными структурными наблюдениями совершенно необходимо при изучении сложно деформированных пород.

Однако не во всех случаях обнаженность позволяет проводить такие детальные структурные наблюдения на достаточно обширных пространствах. В этом случае рекомендуется выбрать какие-то отдельные участки, где можно детально изучить структуры разных масштабов — от крупных форм до микроструктур, и выявить их взаимное сочетание. Микроструктуры и внутренние деформации в породах, рассмотренные в гл. II, достаточно характерны для различных структурно-тектонических зон и поэтому могут служить индикатором степени деформированности пород. Выявленные на каком-то одном хорошо обнаженном участке закономерные сочетания макро- и микроструктур могут быть распространены и на остальную площадь, где удается увидеть только микроструктуры в отдельных разрозненных обнажениях. К числу важнейших объектов таких наблюдений, служащих показателями степени деформации пород, относятся кливаж и его взаимоотношение со слоистостью, мелкие складки, плейчатость.

Как показывает опыт работ в районах развития сложно деформированных толщ, картирование этих областей — дело хотя и трудное, но далеко не безнадежное. Основное требование к работам в этих условиях — проведение детальных структурных наблюдений.

Значительные трудности могут возникнуть при установлении амплитуды послойных разрывов, простирающие которых близко к простираению пород, что было описано выше. От правильного определения размеров смещения зависит в этом случае и представление об общем строении данного участка. Установить эти величины также может помочь сочетание детальных структурных наблюдений вдоль зоны такого разрыва с составлением послойных разрезов и отысканием маркирующих пластов, либо, если так можно сказать, маркирующих сочетаний слоев разного состава. Мелкие структурные формы в зоне разрыва и около нее могут помочь определить направление движения по разрыву.

Основная задача при работе в областях сложно деформированных пород — это прослеживание по простираению не только выделенных стратиграфических подразделений или литологических пачек, но и всех особенностей внутренней структуры пород и их взаимных сочетаний. Как видно из предшествующего изложения, в слабо метаморфизованных осадочных породах очень часто мелкие складки подобны более крупным структурным формам. Не менее ярко это подобие структур разного порядка проявляется в глубоко метаморфизованных породах (см. гл. VIII).

Впервые на кливаж обратили внимание английские геологи в первой половине XIX в. С тех пор было произведено много описаний кливажа в разных складчатых зонах и выделены его различные типы, а также предприняты более или менее успешные попытки его экспериментального воспроизведения. В настоящее время ни один автор учебника или пособия по структурной геологии не обходит молчанием это специфическое явление. Однако достаточно сравнить хотя бы руководства по структурной геологии (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1971; Ситтер, 1960), чтобы убедиться в том, насколько различна трактовка морфологии и генезиса кливажа. Более того, спустя почти 150 лет с момента появления в литературе термина «кливаж» все еще приходится отстаивать его право на существование (Белевцев и Тохтуев, 1960; Кириллова, 1962; Михайлов, 1957). По-видимому, главная причина такого состояния вопроса заключается в том, что большинство авторов, писавших о кливаже, занимались изучением этого явления лишь попутно, в процессе общих геологических исследований. Геологи-тектонисты обращали внимание лишь на геометрические соотношения кливажа со складчатостью и редко задавались вопросом о том, что же представляют собой поверхности кливажа в породе, как они связаны с внутренним строением породы. Последнее же может быть выяснено с помощью микроскопических методов, а это уже область петрографии. Петрографы — специалисты по метаморфическим породам — не видели в раскливажированных породах той степени метаморфизма, которая вызывает у них интерес. Литологов же смущала сланцеватая текстура этих пород, осложняющая их изучение в обычных аспектах петрографии осадочных пород.

Беглое и зачастую поверхностное изучение кливажа привело к тому, что во многих случаях аргументами в трактовке тех или иных сторон этого явления служили не столько факты, сколько абстрактные схемы. В качестве примера можно привести традиционную схему подразделения кливажа на два типа — кливаж течения и кливаж разлома. Считается, что в первом случае вся масса породы состоит из удлиненных зерен, расположенных параллельно поверхностям кливажа; во втором случае ориентировка поверхностей кливажа не находит «отклика» в ориентировке частиц породы. Однако в природе в раскливажированных обломочных породах часто преобладают более или менее изометричные зерна, и говорить о наличии или отсутствии ориентировки зерен практически не имеет смысла.

Другой пример — это обычно предлагаемая схема расположения поверхностей кливажа в пределах пласта, согласно которой последний представляется как бы нарезанным на пластины, расположенные косо по отношению к слоистости. Отсюда один шаг до вывода о ведущей роли механизма скальвания слоя путем относительного проскальзывания этих пластин в процессе складчатой деформации. Однако такая схема хороша лишь в самом первом приближении: реальные поверхности кливажа не являются строго параллельными, и при их внимательном прослеживании обнаруживается, что они то сливаются, то разветвляются.

Перечисление примеров подобной схематизации интересующего нас явления можно было бы продолжить. Поэтому представляется целесообразным не излагать взгляды разных исследователей на морфологию и генезис кливажа, подчас довольно запутанные, противоречивые и, главное, опирающиеся на абстрактные схемы, а проанализировать фактический материал тех авторов, которые специально изучали кливаж и пытались описать его таким, каков он есть в действительности. Тем более что уже существуют обзоры по проблеме кливажа в историческом аспекте (Белевцев и Тохтуев, 1960, 1966; Клоос, 1958₁), дублировать которые не имеет смысла.

Во избежание возможных недоразумений, сразу оговоримся, что в нашем понимании кливаж отличается как от трещиноватости, так и от сланцеватости. Трещиноватость представляет собой результат разрывной деформации пород, нарушившей их сплошность. Сланцеватость же характерна для более метаморфизованных пород, когда сланцеватая текстура обязана своим появлением не только пластической деформации пород, но и их перекристаллизации, когда создается упорядоченная ориентировка пластинчатых минералов.

КЛИВАЖ В МИКРОСКОПИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ И ЕГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВНУТРЕННИМ СТРОЕНИЕМ ПОРОД

Соотношения кливажа со структурой пород можно иногда наблюдать в грубозернистых песчаниках непосредственно в обнажениях, но гораздо более детальный материал предоставляет изучение пород в шлифах и пришлифовках.

Кливаж в породах разного состава. Микроскопическое изучение обломочных пород, в первую очередь песчаников, показало, что поверхности кливажа развиты только в цементе и почти всегда как бы «обтекают» обломочные зерна. Как известно, наиболее распространены три типа цемента: глинистый, карбонатный и кремнистый. Имеет смысл описывать проявления кливажа на фоне все более сложной структуры пород, расположив последние в таком порядке: 1) породы, если можно так выразиться, «сплошь состоящие из цемента», — глинистые породы, известняки, кремнистые породы; 2) породы, в которых, наряду с цементом, имеются обломочные зерна — глинистые, известковистые и кремнистые песчаники.

В глинистых породах — аргиллитах, глинистых сланцах и их разновидностях: аспидных, «бумажных» и кровельных сланцах — кливаж обычно развит наиболее интенсивно. Его поверхности параллельны или почти параллельны и располагаются на расстояниях нескольких сотых долей миллиметра друг от друга (Михайлов, 1957; Паталаха, 1963; и др.). Несмотря на столь ясно выраженную сланцеватую текстуру, породы могут быть метаморфизованы настолько слабо, что под микроскопом часто очень трудно выделить отдельные зерна, а общее угасание при вращении столика микроскопа далеко не всегда заметно (Кириллова, 1962). Этот факт отчетливо демонстрирует надуманность традиционной схемы подразделения кливажа на кливаж течения и кливаж разлома, так как хотя породы обнаруживают под микроскопом следы интенсивного пластического течения, развитый в них кливаж пришлось бы формально зачислить в категорию кливажа разлома из-за отсутствия единообразной ориентировки зерен. И. В. Кириллова также указывает, что наиболее сильно раскливажированные глинистые породы обычно тяготеют по составу к монтмориллонитовым глинам и часто обнаруживают значительную примесь темного органического вещества, концентрирующегося вдоль кливажных поверхностей.

Густота поверхностей кливажа несколько уменьшается с появлением в глинистых породах алевритовой примеси. Если на отрезке длиной 0,1 мм в аргиллитах в среднем насчитывается 6—8 кливажных поверхностей, то в глинистых алевролитах 2—4, а в алевролитах 1—2 (Лебедева, 1972).

Характер кливажа несколько изменяется при переходе от чистых глинистых пород к глинисто-карбонатным. В этом отношении интересны наблюдения Е. Лэммерса (Lammers, 1940), произведенные в известковистых глинистых сланцах ордовикского возраста в штате Вирджиния, США. Он отметил, что наиболее интенсивно кливаж развит в сланцах, в которых содержание известкового вещества находится в пределах от 40 до 55%; в случае более низкого или, наоборот, более высокого содержания последнего кливаж развит слабо или совсем отсутствует. Поверхности кливажа отстоят одна от другой на расстоянии порядка 0,1 мм, т. е. густота поверхностей меньше, чем у глинистых и алевритовых пород. Вдоль поверхностей кливажа концентрируется темное глинистое вещество. В тех случаях, когда эти поверхности пересекают фаунистические окаменелости, состоящие целиком из карбонатного вещества, окаменелости выглядят как бы разрезанными на части и потерявшими сплошность. При пересечении поверхностью кливажа тончайших прослоев с разным процентным содержанием известкового вещества толщина зоны концентрации глинистого вещества, маркирующего эту поверхность, увеличивается с переходом от менее глинистого к более глинистому прослою. Все эти факты приводят Лэммерса к гипотезе об избирательном растворении и выносе карбоната кальция вдоль поверхностей кливажа, с сохранением в этих зонах темного нерастворимого глинистого остатка.

В других случаях в карбонатных аргиллитах и мергелях поверхности кливажа представляют собой, наоборот, зоны скопления вторичных зерен кальцита, вытянутых приблизительно параллельно друг другу и косо, под углом 10—20°, к поверхности кливажа (Лебедева, 1972). По-видимому, соотношение процессов растворения и отложения карбонатов вдоль поверхностей кливажа зависит от режима циркулирующих флюидов и растворов.

В качестве примера развития кливажа в известняках приведем данные А. Е. Михайлова (1957), полученные в результате изучения керна из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений западной части Центрального Казахстана. По его данным, пелитоморфные известняки делятся кливажем на тонкие линзовидные пластины толщиной от 1 до 5 мм и длиной 1—1,5 см, причем в чистых, не содержащих примесей, разностях известняков эти пластины наиболее тонки. Зоны, разделяющие отдельные линзы, имеют непостоянную ширину. В пределах зон наблюдается раздавливание и раздробление отдельных зерен, многие из которых изогнуты или перетерты, а в некоторых зернах появляется облачное погасание. Обломки растащены вдоль этих зон, при этом материал из одних слоев даже иногда попадает в соседние, что особенно хорошо видно на тонких прослойках буро-красного гематита, расположенных среди известняков. Отдельные поверхности кливажа прослеживаются на расстоянии 3—4 см, затем они ветвятся или постепенно затухают, уступая место другим подобным поверхностям, возникающим рядом. В известняках, содержащих примесь обломочного материала (зерна кварца и отчасти полевого шпата до 20—30%), а также тонкий рассеянный опал (до 10—15%), расстояние между поверхностями кливажа увеличивается до 3—5 мм, они становятся более редкими, но яснее выраженными и вытягиваются на большую длину.

В кремнистых породах изученного А. Е. Михайловым участка кливаж отсутствует. Кливаж затухает у границ кремнистых прослоев и возобновляется

за их пределами. Если прослой кремней маломощны, а перемещение по поверхностям кливажа значительно, происходит изгибание этих прослоев и их разламывание на отдельные части. Создается впечатление, что прослой кремней, заключенные среди интенсивно раскливажированных известняков, изгибаются и ломаются, приспособляясь к новому положению в соответствии с общим направлением смещения по поверхности кливажа. Кремневые прослой, заключенные среди аргиллитов, изгибаются значительно слабее. При этом в них нередко появляется сеть трещин, ориентированная в направлении, близком к кливажу, но под большим углом к слоистости. В мощных пачках кремнистых слоистых пород кливаж и трещиноватость отсутствуют.

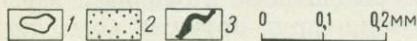


Рис. IV-1. Приуроченность поверхностей кливажа к границам зерен в глинистом песчанике с базальным цементом (рисунок по микрофотографии). По Н. Б. Лебедевой (1972).

1 — зерна кварца; 2 — глинистый цемент с примесью карбонатного вещества; 3 — поверхности кливажа

Если переход от карбонатных и глинисто-карбонатных пород к кремнистым и карбонатно-кремнистым совершается постепенно, отчетливо видно, что кливаж в первых постепенно затухает и сменяется во вторых мелкой волнистой складчатостью, также постепенно выходящей и исчезающей по мере удаления от раскливажированных пород. Эта складчатость по отношению к слоистости нередко асимметрична, причем осевые поверхности складочек совпадают с ориентировкой кливажа, развитого в карбонатных слоях.

И. В. Кириллова (1962) установила, что на Большом Кавказе в области широкого распространения кливажа последний развит далеко не везде одинаково. Наиболее интенсивно, хотя и неравномерно, он развит в глинистых породах. Глинистые пелитоморфные разности известняков также характеризуются довольно четко выраженным кливажем. Мергели раскливажированы обычно несколько

менее резко. В крупнокристаллических разностях известняков кливаж не наблюдается.

Таким образом, кливаж обнаруживает четкую приуроченность к породам глинистого состава и к породам, имеющим глинистую примесь. В песчаниках с карбонатным и кремнистым цементом кливаж отсутствует. Напротив, глинистая цементация в песчаниках весьма благоприятна для развития кливажа: поверхности кливажа рассекают цемент и «обтекают» обломочные зерна. И. В. Кириллова отмечает, что толщина отделяющихся по кливажу пластин явно зависит от размеров и количества алеврито-песчаного материала в породе. Там, где зерна имеют небольшой диаметр (0,002—0,05 мм) и расположены относительно далеко друг от друга в более или менее однородной глинистой основной массе, линзочки, ограниченные поверхностями кливажа, в поперечном сечении имеют вид удлиненных волокон. В случае более близкого расположения алевритовых зерен эти линзочки, оставаясь тонкими, несколько укорачиваются. При наличии более крупных песчаных зерен кливажные поверхности довольно быстро сходятся выше и ниже их, образуя относительно утолщенные чечевицеобразные линзы, в центральных частях которых и располагаются

эти зерна. Обычно такое зерно в линзе одно, реже кливажные поверхности огибают сразу несколько зерен, образуя своеобразные четковидные цепочки.

Н. Б. Лебедева (1972) показала, что в глинистых песчаниках с базальным типом цементации, когда между зернами имеется достаточно большое пространство для развития поверхностей кливажа, последние обнаруживают отчетливую приуроченность к границам обломочных зерен. Эти поверхности касаются зерен или даже облекают их, а на некотором расстоянии от зерен затухают в цементирующей массе (рис. IV-1). Создается впечатление, что первоначально кливажные поверхности зародились именно на контактах зерен с глинистой массой и лишь потом распространились в глубь этой массы. Если это действительно так, то причину возникновения поверхностей кливажа можно было бы искать в тех напряжениях, которые неизбежно возникают на контактах резко различных по своим свойствам сред (Collette, 1958), т. е., в конечном счете, в различии деформации зерен и цемента.

Кливаж и микрослоистость. Интересные данные о кливаже дает изучение шлифов микрослоистых пород. Так, И. В. Кириллова (1962) отмечает, что кливажные поверхности обычно не проходят через тончайшие (часто толщиной не более 1 мм) песчаные прослой: подходя к последним, они оканчиваются и снова возникают в глинистой массе над этим прослоем (рис. IV-2). При этом в песчаном прослое часто не обнаруживается ни трещин, параллельных кливажным поверхностям, ни трещин, перпендикулярных к напластованию. Подходя к песчаному прослою большей мощности, кливажные поверхности иногда становятся чаще, как бы несколько сгущаются, затем, объединяясь в одну, более неправильную поверхность, пересекают песчаный прослой.

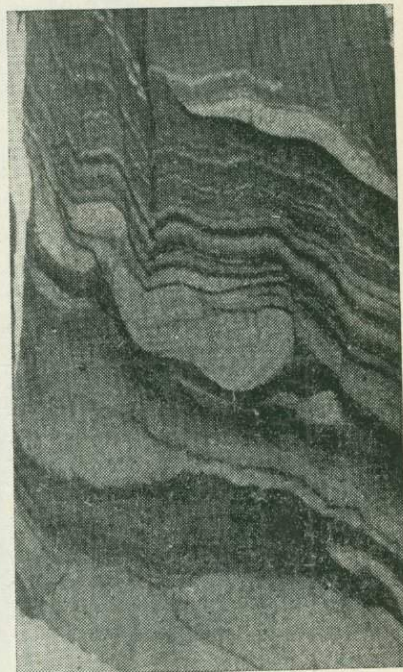


Рис. IV-2. Выкливвание кливажных поверхностей перед песчаными прослоями. Песчаные прослой более светлые. $\times 6$.
Фото И. В. Кирилловой

По данным Н. Б. Лебедевой (1972), поверхности кливажа часто приурочены своими концами к местам наиболее резких перегибов границ прослоев менее пластичных пород, в особенности перегибов, имеющих характер флексур (рис. IV-3). При прослеживании этих поверхностей в глубь глинистой массы наблюдается их затухание на некотором расстоянии от названных прослоев. Как и в описанном выше случае глинистого песчаника с базальным цементом (см. рис. IV-1), создается впечатление, что кливажные поверхности зародились в участках, где имела место весьма неоднородная деформация на контакте двух сред, а затем распространились в окружающую глинистую массу. На некотором удалении от прослоя менее пластичной породы можно наблюдать при более сильном увеличении, что видима при небольшом увеличении «поверхности» кливажа представляет собой зону, в которой микрослоистость глинистой массы изменяет свое залегание, образуя смыкающее крыло микрофлексуры (рис. IV-4). Это прямое доказательство того, что, во-первых, вдоль

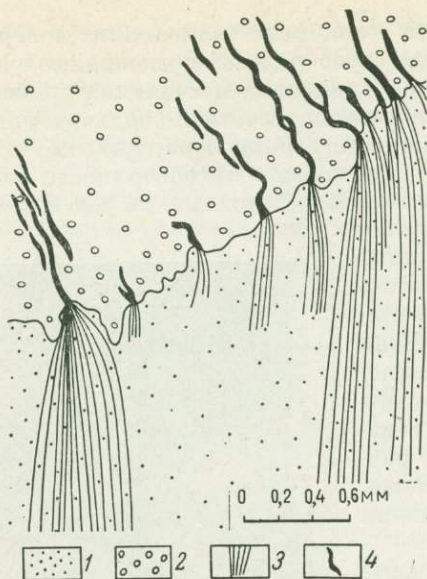


Рис. IV-3. Концентрация и преломление рассеянного кливажа при переходе от аргиллитов к песчаникам (рисунок по микрофотографии). По Н. Б. Лебедевой (1972).

1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — тонкий кливаж в аргиллитах; 4 — редкий грубый кливаж в песчаниках

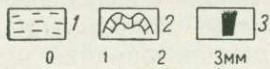


Рис. IV-4. Строение зон сгущения кливажных поверхностей (рисунки по микрофотографиям). По Н. Б. Лебедевой (1972):

а — расположение поверхностей кливажа вблизи тонкого прослоя менее пластичной породы; б — деталь зоны кливажа при более сильном увеличении.

1 — микростроистая глинистая масса с карбонатной примесью; 2 — прожилок кальцита; 3 — зоны кливажа

поверхностей кливажа происходило смещение, и, во-вторых, это смещение даже в микроскопическом масштабе было результатом пластической, а не разрывной деформации.

Однако вблизи прослоя менее пластичной породы микрослой глинистой массы изогнуты в мельчайшие складочки между поверхностями кливажа, так что картина деформации здесь значительно сложнее. По-видимому, вблизи такого прослоя деформация породы была значительно более неоднородной.

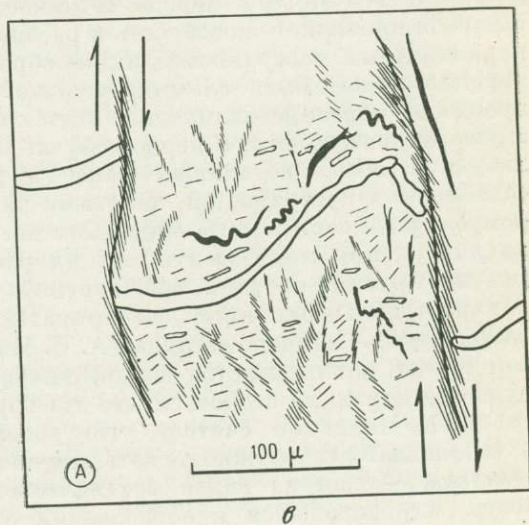
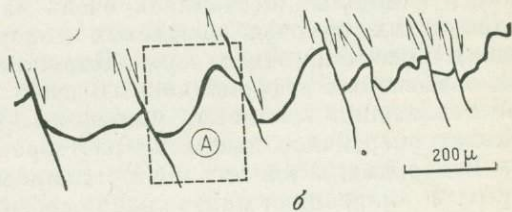
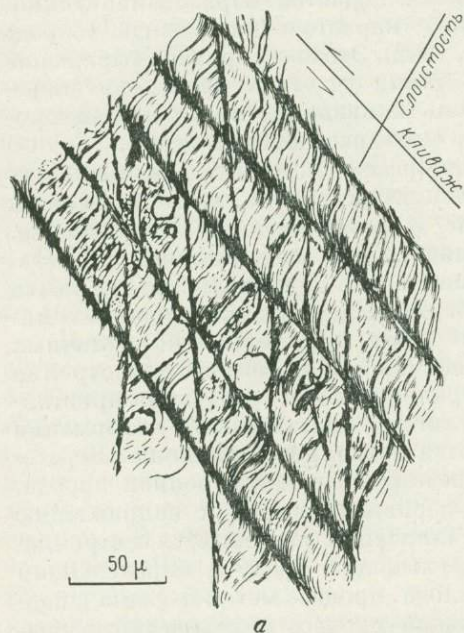


Рис. IV-5. Характер внутренних перемещений в породах при формировании кливажа. Рисунок по микрофотографии. По Г. Лангхайнриху (Langheinrich, 1964):

a — расположение поверхностей кливажа в микрослоистом глинистом сланце; *б* — смещения в тонком послойном кварцевом прожилке вдоль поверхностей кливажа; *в* — деталь рис. *б*

Сходные данные получены Г. Лангхайнрихом, изучавшим кливаж в палеозойских отложениях Гарца (Langheinrich, 1964). Он отметил наличие в раскливажированных глинистых сланцах параллельной ориентировки чешуек хлорита и слюды. Под микроскопом видно, что слоеподобная система этих чешуек изогнута в складки флексурного типа. Поверхности кливажа совпадают с зонами смыкающих крыльев этих флексур и располагаются на расстоянии порядка 0,05 мм одна от другой (рис. IV-5, *a*). В то же время эти поверхности приурочены к местам резких перегибов послойных кварцевых прожилков, имеющих мощность порядка 0,01 мм (рис. IV-5, *б*). При более сильном увеличении (рис. IV-5, *в*) видно, что отдельные чешуйки названных минералов располагаются кулисообразно и образуют с поверхностями кливажа острый угол. По-видимому, это связано со смещениями вдоль поверхностей кливажа. Направление смещений маркируется кварцевым прожилком и показано стрелками. Любопытно отметить, что между главными поверхностями кливажа,

начинающимися у этого прожилка, располагается большое количество более мелких поверхностей, имеющих незначительную протяженность.

Кливаж и перекристаллизация. До сих пор говорилось о проявлениях кливажа в неметаморфизованных породах, т. е. в породах, не испытавших или почти не испытавших перекристаллизации, где кливаж выступает как бы в чистом виде и воспринимается как результат пластической деформации пород. Перекристаллизация же в них обычно ограничивается локальными участками. Так, в глинистых песчаниках очень часто наблюдается образование тонковолокнистых щеточек слюдястых минералов, нарастающих в виде «бород» выше и ниже обломочного зерна (Кириллова, 1962). Это своеобразное выражение так называемых деформационных теней. В таких участках происходит перекристаллизация глинистых минералов. Вдоль кливажных поверхностей происходит энергичное движение растворов и идет растворение зерен.

В породах, в той или иной степени метаморфизованных, т. е. испытавших перекристаллизацию, минералы (в особенности пластинчатые, такие как слюды и хлориты) обычно обнаруживают тенденцию к упорядоченной ориентировке. В результате этого в породе возникает анизотропия механических свойств, и порода проявляет способность к расщеплению вдоль параллельных или почти параллельных поверхностей. Единообразная ориентировка пластинчатых минералов может быть следствием одного из двух принципиально отличных процессов перекристаллизации: с унаследованием механической анизотропии или самостоятельного. В первом случае минеральные новообразования кристаллизуются вдоль возникших ранее в результате пластической деформации ослабленных поверхностей, каковыми являются поверхности кливажа. Во втором случае пластинчатые минералы могут возникать и в изотропной породе, но поле напряжений вынуждает их расти перпендикулярно к направлению сжатия; другими словами, вся энергия кристаллизации воплощается в стремлении растущих кристаллов «вспарывать» окружающую среду в определенном направлении. Согласно взглядам А. Е. Михайлова, процесс метаморфизма в первом случае накладывается на предшествовавший процесс механического разрушения пород, во втором случае эта порода спокойно преобразуется в новую.

А. Е. Михайлов считает, что водораздел между понятиями «кливаж» и «сланцеватость» нужно искать именно с учетом указанных обстоятельств: «Кливаж — один из видов механического разрушения породы, а сланцеватость, выражающаяся в образовании линейных и пластинчатых минералов под влиянием процессов метаморфизма, развивается при образовании новых пород» (Михайлов, 1957, с. 54).

Согласно новейшим представлениям (см. последний раздел данной главы), поверхности кливажа также представляют собой результат «вспарывания» пород жидкими включениями, раздавленными теми сжимающими силами, которые вызывают деформацию пород. Поэтому вряд ли возможно и имеет смысл проводить строгую границу между кливажем и сланцеватостью. Вполне достаточно принять во внимание, что конечный размер новообразованных кристаллов в некоторой мере отвечает степени метаморфизма пород, и условиться называть кливажем проявления плоскопараллельной текстуры при отсутствии или на самой начальной стадии регионального метаморфизма — стадии филлитов, когда ориентировка кристаллов видна только при микроскопическом изучении шлифов. Если же в условиях более сильного метаморфизма образовались кристаллы, которые можно наблюдать невооруженным глазом непосредственно в обнажении, то целесообразно говорить о сланцеватости (Белоусов, 1971).

В породах с незначительным метаморфизмом процесс перекристаллизации обычно происходит с использованием механической анизотропии, возникшей при образовании кливажа. В качестве примера сошлемся на результаты исследований, проведенных в районе с. Зилаир на восточном крыле Зилаирского синклинали (Южный Урал). В песчано-глинистых породах этого района метаморфизм, как и развитие кливажа, протекали избирательно: подавляющее большинство обломочных зерен не несет никаких следов перекристаллизации; напротив, в цементе процессы метаморфизма происходили гораздо более интенсивно. Значительная часть глинистого цемента превратилась в агрегат минеральных новообразований. Среди них преобладает хлорит, отчего породы довольно часто имеют на свежем сколе зеленоватую окраску. В меньшем количестве наблюдаются серицит и актинолит. Большая часть поверхности кливажа выполнена отдельными чешуйками, а чаще целыми агрегатами чешуек названных минералов. Эти чешуйки и их агрегаты обычно располагаются в том же направлении, что и поверхности кливажа, и поэтому тоже как бы обтекают обломочные зерна. Наиболее крупные агрегаты достигают 0,5 мм в длину и 0,02 мм в толщину, наиболее мелкие чешуйки не превышают 0,001 мм в длину и имеют ничтожную толщину. При уменьшении размеров обломочных зерен размеры чешуек и их агрегатов также уменьшаются.

Поверхности кливажа выполнены минеральными новообразованиями не на всем протяжении, на отдельных их участках нет заполнения. Особенно отчетливо это проявляется при просмотре одних и тех же шлифов при одном николе и в скрещенных николях. Новообразованные пластинчатые минералы в скрещенных николях угасают почти одновременно при совпадении плоскости поляризации с общим направлением поверхностей кливажа. Максимально просветляются эти минералы при положении «45°», но и в этом случае в скрещенных николях параллельная текстура породы видна гораздо менее отчетливо, чем при одном николе. Это объясняется тем, что при одном николе заметны все поверхности кливажа, а при скрещенных николях — лишь те из них, которые фиксированы минеральными новообразованиями, неминерализованные же поверхности неразличимы на общем темном фоне.

Этот факт свидетельствует о том, что поверхности кливажа возникли раньше, чем новообразования в цементе. Другими словами, ориентированная перекристаллизация вызвана не непосредственно сжимающим напряжением, а ориентировкой ослабленных поверхностей, какими являются поверхности кливажа.

В некоторых, правда, весьма редких, случаях мелкие чешуйки, из которых состоит агрегат новообразований, располагаются по отношению к выполняемой этим агрегатом поверхности кливажа под углом, кулисообразно. По-видимому, это говорит о смещении вдоль такой поверхности кливажа во время кристаллизации агрегата (ср. с рис. IV-5, а).

В противоположность цементу, обломочные зерна не несут никаких следов перекристаллизации. Исключение составляют некоторые зерна кварца. Боковые поверхности этих зерен, расположенные параллельно поверхностям кливажа, прямые и ровные, на концах же зерен наблюдается нарастание в виде характерных «щеточек» или «бородок», а также «хвостов». По-видимому, это свидетельствует о растворении кремнезема на боковых гранях и его частичной кристаллизации на торцах зерен. Избыток кремнезема отлагался вдоль поверхностей кливажа в виде кварцевых прожилков, которые состоят из зерен кварца, единообразно удлинённых примерно в одном направлении вдоль их оптической оси. Характерно, что это направление образует острый угол с поверхностью

квиважа. Это также свидетельствует о том, что кристаллизация кварца происходила одновременно со смещением вдоль поверхностей квиважа.

При незначительном метаморфизме сохраняется приуроченность квиважа к глинистым породам или к породам, первоначально содержащим глинистую примесь. Так, при прочих равных условиях квиваж проявляется в известняках, содержащих серицит, и отсутствует в соседних слоях чистого известняка (Ярмоленко, 1969).

При усилении метаморфизма, на стадии филлитов, когда первичное глинистое вещество полностью перекристаллизовано, становится трудно судить, использовали ли новообразованные минералы при своем росте ослабленные поверхности квиважа или «выросли самостоятельно». Это та разновидность квиважа, которая отвечает «классическим» определениям «квиважа течения», — единообразная и повсеместная ориентировка пластинчатых минералов. От сланцеватости она отличается размером этих минералов, о чем говорилось выше, а также тем, что в blastopесчаниках сохраняются реликты обломочной структуры и «обтекание» их пластинками и агрегатами названных минералов. Появляется квиваж в известняках, обусловленный упорядоченной ориентировкой деформированных или перекристаллизованных зерен кальцита (М. А. Гончаров и Н. С. Фролова, устное сообщение).

При еще большем увеличении степени метаморфизма, когда в породах развивается сланцеватость, наряду с дальнейшим ростом кристаллов начинается метаморфическая дифференциация, в результате которой различные минералы группируются в полосы и создается полосчатая, или гнейсовая текстура.

Иногда расквиважирование пород сопровождается рудной минерализацией. В этом отношении интересные данные можно найти у А. Е. Михайлова (1957). На основании изучения в шлифах гематита и сульфидов А. Е. Михайлов намечает интересную схему взаимоотношений во времени квиважа и встреченных рудных минералов.

КЛИВАЖ В МАКРОСКОПИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ

Макроскопическое выражение квиважа. До сих пор речь шла главным образом о тех особенностях квиважа, которые лучше всего могут быть изучены с помощью микроскопа или бинокля. Однако квиваж доступен изучению и непосредственно в поле.

Как известно, монолитная квиважированная порода обнаруживает видимые невооруженным глазом поверхности квиважа лишь после механической «обработки», например от удара молотка. Но еще задолго до подобного вмешательства аналогичную «обработку» производят выветривание, высвобождение от нагрузки вышележащих толщ и другие природные процессы, заведомо не имеющие отношения к генезису квиважа. Видимые поверхности квиважа отличаются от невидимых невооруженным глазом, во-первых, значительно большей протяженностью, а во-вторых, тем, что они располагаются на гораздо больших расстояниях друг от друга; между ними размещается огромное количество скрытых микроскопических поверхностей.

Таким образом, процесс возникновения видимых в обнажении поверхностей квиважа можно представить себе как слияние в результате механической «обработки» разрозненных скрытых поверхностей, расположенных на продолжении одна другой или кулисообразно, в единую шероховатую под микроскопом, но макроскопически гладкую и прямую поверхность.

Имеются данные, свидетельствующие о том, что этот процесс может происходить и непосредственно вслед за возникновением самого кливажа, в период складкообразования, как, например, в уже упоминавшемся примере кливажа, развитого в песчано-глинистых отложениях Зилаирского синклиория.

Терригенные ритмы, из которых состоят эти отложения, отделены друг от друга неровными границами. Можно наблюдать сравнительно мелкие неровности, соизмеримые с размерами зерен песчаника, залегающего в подошве верхнего ритма, а также более крупные неровности. В выпуклых (по отношению к верхнему ритму) крупных неровностях поверхности кливажа, рассекающие сланцевую часть нижнего ритма, располагаются несколько веерообразно, как бы «всасываясь» в углубления (аналогичное явление, но в более крупном масштабе изображено на рис. IV-3). К мелким же неровностям эти поверхности подходят вплотную, не изменяя своего направления. При этом раскливажированный сланец так плотно спаян с вышележащим песчаником, что даже не всегда удается механическим способом отпрепарировать нижнюю поверхность песчаного пласта. Поверхности кливажа в песчаниках, расположенных в подошве ритмов, начинаются именно с участков «всасывания» поверхностей кливажа, рассекающих нижележащие сланцы. При этом наблюдается следующая закономерность: чем крупнее выпуклый участок неровности границы ритмов, т. е. чем большие размеры имеет зона «всасывания», тем более отчетливая поверхность (зона — согласно представлениям Н. Б. Лебедевой) кливажа рассекает, начиная с этого места, песчаный слой. Наряду с хорошо развитыми поверхностями кливажа в слоях песчаника можно обнаружить и другие поверхности раздела, более мелкие и рассеянные, не сливающиеся друг с другом, а также скрытые разделы, становящиеся заметными только после удара молотка. В отличие от первых, эти поверхности подходят к подошве пласта в тех местах, где она относительно ровна и где отсутствуют зоны «всасывания».

Приуроченность хорошо развитых поверхностей кливажа к зонам «всасывания» свидетельствует, по-видимому, об одновременном образовании тех и других. Зоны «всасывания» же, несомненно, возникли во время складчатой деформации. И. В. Кириллова (1962) считает, что оба явления тесно связаны между собой генетически и представляют начальные стадии поперечного разлинзования менее пластичных слоев, которое в дальнейшем приводит к образованию муллион-структур (см. главу II), а затем к расчленению и растаскиванию пропластков менее пластичных пород.

В Зилаирском синклиории подобному поперечному разлинзованию подвергаются даже слои песчаников мощностью в несколько метров, если они находятся в разрезе, где преобладают песчаники.

Поперечное разлинзование дает возможность характеризовать кливаж тремя статистически осредненными величинами: углом между средним положением поверхностей кливажа и слоистостью, средней толщиной «линз кливажа» и степенью уплощенности «линз», т. е. отношением длины «линз», измеренной вдоль падения кливажа, к их толщине. Применение этой методики в Зилаирском районе позволило дать количественную оценку зависимости кливажа от разных факторов, в частности, от состава пород (см. табл. 6 и рис. IV-6).

В некоторых случаях толщина поперечных линз помогла определять в поле гранулометрический состав пород, который в дальнейшем подтверждался микроскопическим исследованием образцов.

Анализ графика на рис. IV-6 показывает, что в первом приближении толщина «линз кливажа» линейно связана со средним диаметром зерен. Наклон графика под углом около 45° к оси абсцисс дает основание утверждать следующее: между двумя соседними поверхностями, видимыми в обнажении невооруженным глазом, можно уложить в среднем 100 зерен, независимо от granulометрического состава породы. Если же учесть, что, согласно данным микроскопического изучения, между соседними зернами располагаются скрытые

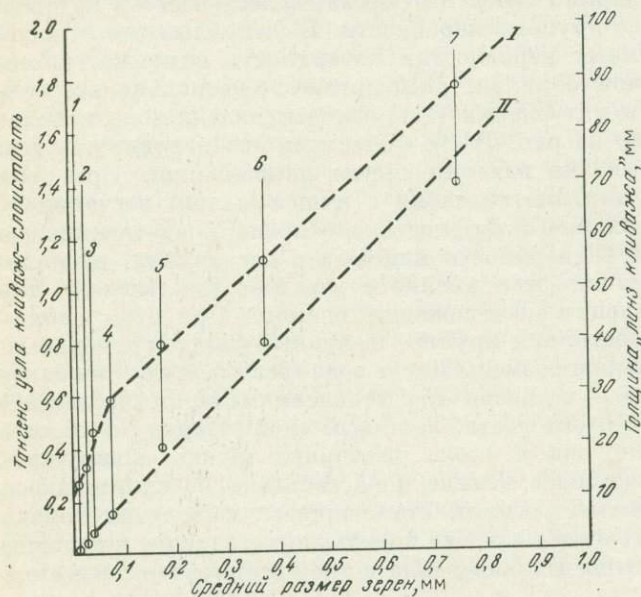


Рис. IV-6. Графики зависимости тангенса среднего угла кливаж — слоистости (линия I) и средней толщины «линз кливажа» (линия II) от состава пород. По М. А. Гончарову (1963).

1 — глинистый сланец; 2 — мелкоалевритовый сланец; 3 — крупноалевритовый сланец; 4 — тонкозернистый песчаник; 5 — мелкозернистый песчаник; 6 — среднезернистый песчаник; 7 — крупнозернистый песчаник

поверхности кливажа, то выявляется любопытная закономерность: примерно на каждые 100 скрытых поверхностей приходится одна значительно более грубая, видимая в обнажении.

Степень уплотненности «линз кливажа» в глинистых сланцах составляет около 50 : 1 и уменьшается до 5 : 1 в грубых песчаниках. Большие колебания этой величины даже в одной породе не позволяют установить ее зависимость

Таблица 6

Зависимость характеристик кливажа от состава пород (восточные крылья антиклиналей Зилаирского синклинория, район с. Зилаир)

| Порода | Средний размер зерен, мм | Средний угол кливаж—слоистость, ° | Средняя толщина «линз кливажа», мм |
|-----------------------------------|--------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| Песчаник грубо- и крупнозернистый | 0,5—2,0 | >55 | >50 |
| | 0,25—0,5 | 40—55 | 30—50 |
| | 0,1—0,25 | 30—40 | 10—30 |
| | 0,05—0,1 | 25—30 | 5—10 |
| Сланец крупноалевритовый | 0,025—0,05 | 20—25 | 2—5 |
| | 0,01—0,025 | 15—20 | 1—2 |
| | <0,01 | <15 | <1 |

от литологического состава. В маломощных слоях естественную длину «линз» измерить вообще невозможно, так как последние ограничены поверхностями напластования.

Кливаж и складчатость. Кливаж чаще всего занимает по отношению к слоистости секущее положение и закономерно связан со складчатостью: обычно линии пересечения поверхности кливажа с поверхностью напластования параллельны шарниру складки, хотя имеются и исключения (Schroeder, 1965—1966).

В зависимости от расположения секущего кливажа в складках можно подразделить его на два типа: параллельный и веерообразный. Параллельный кливаж (по А. Е. Михайлову) характеризуется взаимно параллельным расположением своих поверхностей в пределах складчатой области. Господствующая

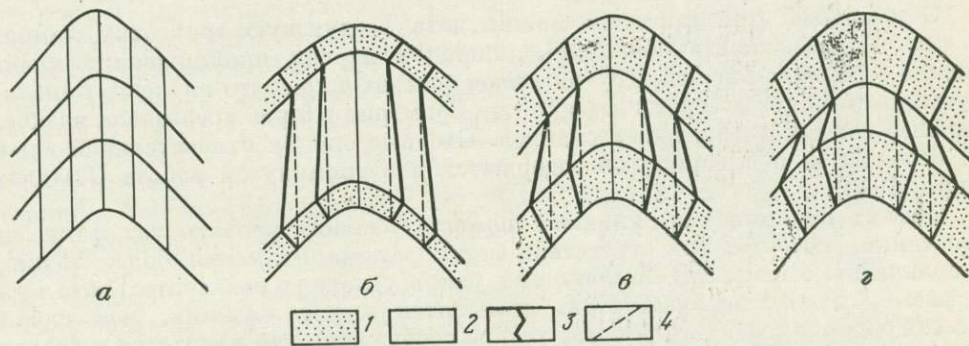


Рис. IV-7. Схема расположения поверхностей кливажа в пачках с различной вязкостью и мощностью слоев. По Е. И. Паталахе и др. (1973), с изменениями:

a — кливаж осевой плоскости в пачке слоев одинаковой вязкости; *б* — *г* — веерообразный кливаж в чередующихся слоях разной вязкости и мощности (1 — более вязкие слои; 2 — менее вязкие слои; 3 — поверхность кливажа, осредненное для осадочного ритма, состоящего из двух слоев разной вязкости); 4 — положение кливажа

роль этого типа кливажа дает основание называть его «главным» (по В. В. Белоусову). Чаще всего параллельный кливаж к тому же еще и параллелен осевым поверхностям складок, и тогда он именуется «кливажем осевой плоскости». Но этот термин неприменим в двух случаях: либо когда кливаж параллелен одному из крыльев складки, а не осевой плоскости (Fourmarier, 1955—1956, фиг. 15; Ноеррепег, 1956, фиг. 17), либо когда у складок вовсе отсутствует осевая плоскость. Примером последнего могут служить мелкие коробчатые и стулообразные складки Зилаирского синклиория, осложненные параллельным кливажем.

Среди веерообразных кливажей можно выделить собственно веерообразный (или прямой веерообразный) и обратный веерообразный. Эти разновидности кливажа характеризуются различной ориентировкой его поверхностей на противоположных крыльях складок, так что в целом создается впечатление веера, ось которого примерно параллельно осевой поверхности складки. У прямого веерообразного кливажа веер раскрывается кверху в антиклиналях и книзу в синклиналях, у обратного веерообразного — наоборот. Веерообразный кливаж в общем встречается реже, чем параллельный.

Для кливажа часто характерны преломление его поверхностей при переходе из одного слоя в другой и их искривление внутри отдельных слоев (Кириллова, 1962; Collette, 1958; и др.).

Геометрические закономерности этого явления показаны на рис. IV-7. Общая тенденция, подмеченная автором совместно с А. Г. Малюжинцем,

состоит в том, что показанная на этом рисунке пунктиром прямая, соединяющая начало и конец кливажной поверхности, рассекающей осадочный ритм, состоящий из двух слоев разной вязкости, стремится быть параллельной осевой плоскости складки.

Явление преломления кливажа позволяет дать количественную оценку относительной вязкости соседних слоев различного состава (по Паталахе и др., 1973, с некоторым изменением):

$$\frac{\operatorname{tg} \beta_1}{\operatorname{tg} \beta_2} = \frac{\eta_1}{\eta_2}, \quad (1)$$

где η_1 и η_2 — вязкость слоев, а β_1 и β_2 — углы между поверхностями кливажа и слоистости на крыле складки.

С помощью этой формулы можно дать следующую трактовку линии *I* на рис. IV-6: вязкость обломочных пород в первом приближении линейно связана с размером зерен. Другой вывод состоит в том, что вязкость наиболее грубых песчаников во время деформации примерно в 5 раз превышала вязкость наиболее тонких алевроитовых сланцев. Сходные оценки относительной вязкости песчаников и алевролитов содержатся и в упомянутой работе (Паталаха и др., 1973).

Эффект преломления кливажа помогает констатировать тот факт, что известняки, которые при отсутствии метаморфизма являются более вязкими по сравнению с глинистыми сланцами, уже в условиях незначительного метаморфизма, на стадии филлитов, становятся менее вязкими, чем сланцы (М. А. Гончаров и Н. С. Фролова, устное сообщение), что находится в соответствии с результатами экспериментов при высоких температурах и давлениях (Луцицкий и др., 1967).

Своеобразные соотношения кливажа со складчатой структурой, а именно различное поведение его на противоположных крыльях складок, наблюдались в пределах упомянутого выше участка Зилаирского синклинария (Гончаров, 1963, 1964, 1965). Как уже отмечалось, здесь разрез представлен терригенной толщей ритмичного чередования песчаников и алевроито-глинистых сланцев верхнего девона. От подошвы к кровле каждого ритма наблюдается постепенное уменьшение размеров зерен; крайние члены ряда в наиболее полных ритмах составляют гравелит и глинистый сланец. Границы между отдельными разностями пород весьма условны, за исключением границ самих ритмов, где наблюдается четкий литологический контраст. Мощности отдельных ритмов — от 5 см до 3 м; обычно более половины этой мощности приходится на песчаники. Все слои смяты в линейные остроугольные тесно сжатые складки меридионального («уральского») простирания с горизонтальными шарнирами; размеры складок — порядка нескольких десятков метров. Восточные крылья антиклиналей более круты; осевые плоскости круто падают к западу. Слои на западных крыльях примерно в два раза тоньше, чем на восточных, так что осевая плоскость не является биссекторной, а образует с западными крыльями меньший угол, чем с восточными (рис. IV-8).

Простирание кливажа совпадает с простиранием слоев и осевых поверхностей складок. На восточных крыльях антиклиналей кливаж сечет слоистость, а на западных совпадает с ней.

На восточных крыльях значения угла между кливажем и слоистостью постепенно уменьшаются вверх по ритму, т. е. при переходе к более тонкозернистым породам. В наиболее грубых песчаниках эти значения достигают 65—70°, а в глинистых сланцах иногда не превышают 15°. В результате наблю-

дается искривление поверхностей кливажа внутри ритма, причем кривизна зависит от мощности ритма и его отдельных элементов. Напротив, на границах ритмов происходит резкое изменение величины этого угла, как бы преломление поверхностей кливажа (см. рис. IV-8 и табл. 6). Зависимость тангенса угла кливаж — слоистость от состава пород показана на рис. IV-6. График этой зависимости имеет два линейных участка. Эти линейные участки пересекаются в точке, соответствующей тонкозернистому песчанику. Возможно, здесь имеется связь с характером цементации пород. В песчаниках обломочные зерна расположены настолько тесно, что у них цемент соприкосновения или поровый. Напротив, в сланцах между зернами остается сравнительно большое пространство и цемент базального типа. Это, по-видимому, обусловило значительную разницу вязких свойств обоих типов пород.

Характер смещений по поверхностям кливажа определить трудно, ибо нет надежных признаков смещений, таких, например, как описанная выше микрослоистость. Однако в некоторых местах в песчаниках по очень тонким (1—2 мм) более светлым прослойкам и в алевроито-глинистых сланцах по бороздам скольжения удалось установить смещения по типу взброса или надвига (см. рис. IV-8, восточное крыло,

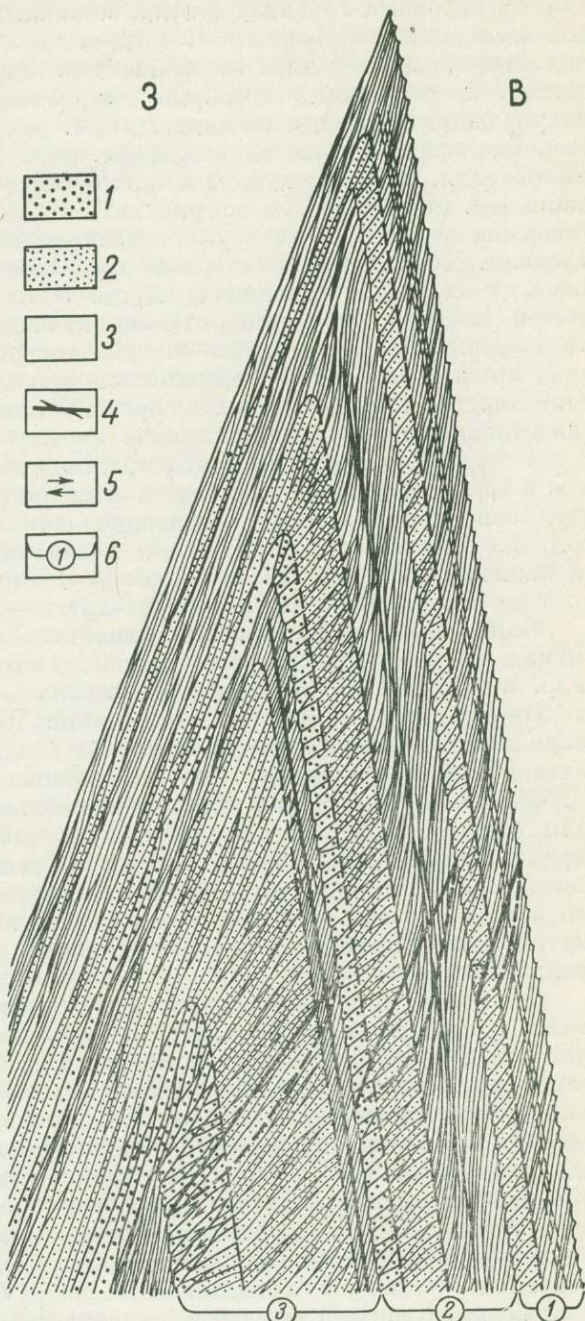


Рис. IV-8. Схема расположения поверхностей кливажа в пределах антиклинальной складки (Зилаирский район). По М. А. Гончарову (1963).

1 — гравелиты, грубо- и среднезернистые песчаники; 2 — мелко- и тонкозернистые песчаники; 3 — алевроитовые и глинистые сланцы; 4 — зеркала скольжения с кварцевым выполнением; 5 — направление относительного смещения вдоль поверхностей кливажа или зеркал скольжения (поверхности кливажа показаны тонкими линиями, искривление кливажа внутри каждого из трех осадочных ритмов — пунктиром, а положение кливажа, осредненное для каждого ритма, — толстой сплошной линией); 6 — ритмы осадкообразования

нижний слой). По-видимому, на этих поверхностях кливажа происходила некоторая концентрация скольжения.

На неровных границах ритмов восточных крыльев антиклиналей нет следов послойного скольжения. Последние наблюдаются внутри ритма, в пределах его алевроито-глинистых элементов. Зарегистрированы три типа таких следов: 1) рассеянные трещинки, параллельные слоистости, без видимого искривления поверхностей кливажа (см. ритм 1 на рис. IV-8); 2) зона с двусторонне искривленным кливажем (см. ритм 2 на том же рисунке); 3) зеркало скольжения, указывающее на концентрацию скольжения вдоль одной поверхности (см. ритм 3 на том же рисунке). По бороздам скольжения установлено смещение верхней части ритма относительно нижней в сторону замка антиклинали. Характерно, что зеркала скольжения секут кливаж, а сопровождающее их кварцевое выполнение иногда дает слепые ответвления вдоль поверхностей кливажа, в которых также наблюдаются описанные выше борозды скольжения. Значит, это выполнение, сопутствовавшее послойному скольжению, происходило вдоль поверхностей ослабленных связей, какими являлись поверхности кливажа. Таким образом, кливаж как проявление известной анизотропии пород возник раньше начала стадии послойного скольжения. В эту стадию по нему уже осуществлялись смещения. Другими словами, кливаж и послойные зеркала скольжения следует рассматривать как совокупность двух сопряженных систем смещений, обеспечивших деформацию восточных крыльев антиклиналей, но систем, неравноценных по степени концентрации скольжения. Отмеченные на рис. IV-8 стрелками направления смещения по этим системам — навстречу друг другу — подтверждают этот вывод.

Наибольшая концентрация послойного скольжения наблюдается в тех ритмах, где по мощности резко преобладают их песчаные элементы. Как правило, и сами эти ритмы имеют повышенные мощности. Выше было показано, что угол кливаж — слоистость в песчаниках больше, чем в сланцах. Поэтому такие ритмы характеризуются большими углами между слоистостью и хордой, стягивающей искривленную линию кливажа (см. рис. IV-8). Следовательно, наибольшая концентрация послойного скольжения, т. е. наименьшая ширина зоны сдвига, параллельного слоистости, наблюдается в ритмах, в которых хорда в максимальной степени отклоняется от положения, параллельного осевой плоскости складки (сравни с пунктирными прямыми на рис. IV-7). Это наводит на мысль о том, что и само искривление поверхностей кливажа внутри ритмов представляет собой вторичное явление, связанное с послойным скольжением.

Действительно, приуроченность участков наибольшей концентрации послойного скольжения к ритмам с наибольшим углом между хордой и осевой плоскостью можно с этих позиций рассматривать как своеобразную компенсацию за «дефицит» той составляющей послойного скольжения, которая запечатлена в искривленном кливаже. В подтверждение этой точки зрения можно привести примеры проявления послойного скольжения в местах выклинивания отдельных слоев (рис. IV-9). В нижней части рисунка показан слой мелко-алевритового сланца, в котором, вообще говоря, положение кливажа вполне согласуется с отмеченными выше изменениями угла кливаж — слоистость при переходе от одной литологической разности к другой (см. табл. 6) и не относится ни к одному из показанных на рис. IV-8 трех типов следов послойного скольжения. Кверху этот слой выклинивается, и по контакту двух пришедших в соприкосновение разностей песчаника проходит зеркало скольжения, по бороздам которого установлено направление смещения, указанное стрелками.

Смещение вдоль этого зеркала можно трактовать как продолжение, только в иной форме, зоны повышенных значений величины деформации послойного сдвига, приуроченной к выклинивающемуся слою более пластичного сланца.

Совсем иное наблюдается на западных крыльях антиклиналей Зилаирского района (см. рис. IV-8). Поверхности кливажа совпадают со слоистостью, и величина угла кливаж — слоистость для всех пород равна нулю. Границы ритмов там, в отличие от восточных крыльев, гораздо ровнее. Зеркала послойного скольжения отсутствуют. Таким образом, кливаж — единственная система плоскостей скольжения в процессе деформации западных крыльев.

В последнее время выяснилось, что складки, на противоположных крыльях которых кливаж и другие деформационные структуры ведут себя по-разному, т. е. «складки с внутренней асимметрией» (Гончаров, 1965), распространены значительно шире, чем представлялось ранее. В частности, в складчатой области Южного Урала они наблюдаются, помимо описанного участка Зилаирского синклинория, также и в пределах Магнитогорского мегасинклинория (Скрипий, 1973). Практически повсеместная внутренняя асимметрия складок фиксируется в толщах несколько более высокой степени метаморфизма, который достиг стадии филлитов; в качестве примера можно привести Таласский мегантиклинорий Северного Тянь-Шаня, где автор специально обращал на это внимание. Было установлено, что стиль внутренней асимметрии складок выдерживается на расстоянии в несколько километров вкост простирания складчатой области, и сделан вывод, что складчатость такого рода возникает в обстановке сжатия, ориентированного под острым углом к слоистости. Заметим попутно, что обычно при анализе процесса формирования полной складчатости исследователи исходят из представления о внутренней симметрии складок относительно осевой плоскости и о сжатии, направленном строго параллельно исходному положению слоев. То, что происходит в толще подвергнутой сжатию, ориентированному под различными углами к слоистости, пока не исследовано ни теоретически, ни экспериментально.

Кливаж и разрывы. Помимо кливажа, связанного со складками, имеются данные о приразрывном кливаже. Так, А. Е. Михайлов (1957) отмечает в крыльях многих сбросов и взбросов в Центральном Казахстане интенсивное развитие кливажа, ориентированного параллельно поверхности сместителя. Мощность зон, пораженных кливажем, достигает 200—400 м. Присутствие в брекчиях трения повернутых и раздробленных обломков боковых пород с развитием в них кливажем указывает на более раннее возникновение кливажа относительно образования поверхностей разрыва и перемещений вдоль них.

Некоторое своеобразие кливаж обнаруживает в зонах глубинных разломов. В качестве примера можно привести Иртышскую зону смятия (Ажгирей и Иванкин, 1952; Иванкин, 1957), где на общем фоне интенсивно развитого крутопадающего кливажа выделяются узкие полосы с резко повышенной степенью раскливаживания пород. Эта ритмически повторяющаяся неоднородность

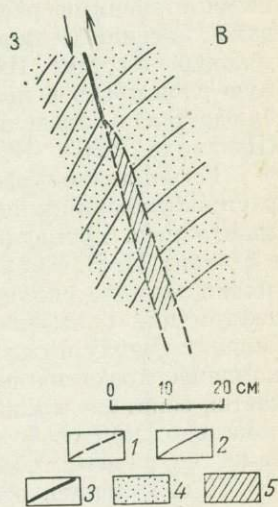


Рис. IV-9. Проявление послойного скольжения в местах выклинивания отдельных слоев.

1 — поверхности напластования; 2 — поверхности кливажа; 3 — зеркало скольжения; 4 — глинистый песчаник; 5 — мелкоалевритовый сланец

родность раскливажирования пород выражена чрезвычайно отчетливо.

Зоны более интенсивного кливажа имеют ширину от нескольких метров до десятков метров. Внутренняя текстура таких зон плосколизовая или тонко-полосчатая. В отдельных обнажениях она производит впечатление слоистости, с которой совпал кливаж. Последний достигает обычно в этих зонах высшей степени совершенства, отличается устойчивым, чаще всего крутым, нередко вертикальным падением.

За пределами таких зон встречаются породы с различными промежуточными степенями раскливажирования, грубосланцеватые и, как исключение, даже массивные породы, сохранившие в реликтах присущие им первичные текстуры и состав. Именно в таких участках в породах можно распознать истинную слоистость и выявить ее соотношения с кливажем. Сходная картина наблюдается в пределах Успенской зоны смятия в Центральном Казахстане (Паталаха, 1963, 1965, 1970).

Региональное распространение кливажа. Закономерности регионального распространения кливажа пока изучены недостаточно. Одна из первых попыток такого рода принадлежит П. Фурмарье, сводку работ которого можно найти в статьях И. В. Кирилловой (1960) и А. Бэра (Baer, 1956). П. Фурмарье предложил деление складчатых областей на зоны с различным характером микродеформаций с выделением верхнего и нижнего фронтов кливажа, ограничивающих сверху и снизу зону регионального развития кливажа. Верхний фронт кливажа представляет собой сложную поверхность, выше которой располагается зона, где кливаж, как правило, отсутствует и может появляться только локально, при особо благоприятных условиях. Глубже нижнего фронта кливажа на первый план выступает сланцеватость.

К сожалению, эта идея П. Фурмарье не подкреплена детальными (в том числе микроскопическими) наблюдениями над породами и пока остается схемой. В этом отношении больше данных сообщает И. В. Кириллова (1962). Она установила, что в пределах восточной и центральной частей мегантиклинория Большого Кавказа широкое региональное развитие кливажа в общем совпадает с распространением глинистых толщ нижней и средней юры и карбонатного флиша верхней юры и мела (рис. IV-10), но на разных крыльях мегантиклинория верхняя граница кливажа имеет различное стратиграфическое положение. На северном склоне развитие кливажа ограничивается верхними горизонтами нижней юры, тогда как в зоне южного склона кливаж поднимается вплоть до верхнего мела включительно. Однако кливаж прослеживается далеко не на всей площади распространения этих стратиграфических подразделений, а только там, где мощности их максимальны. В общем он приурочен к приосевой части и южному борту Большекавказской интрагеосинклинали начала альпийского цикла, где суммарные мощности нижней и средней юры достигают 9 км. В этой зоне перед поздней юрой начало формироваться поднятие, продолжавшее развиваться и в меловой период, когда области прогибания смещались постепенно к северу и к югу от развивавшегося поднятия. Северная часть южной флишевой зоны, интенсивно прогибавшаяся в меловой период и испытавшая впоследствии значительное поднятие, также входит в область преимущественного развития кливажа.

Регионально развитый кливаж чаще всего параллелен осевым поверхностям складок, а последние обычно образуют в структуре антиклинориев веер, раскрытый кверху. Поэтому и ориентировка кливажа по отношению к таким антиклинориям также в общем веерообразна (Кириллова, 1962; Fourmarier, 1955—1956).

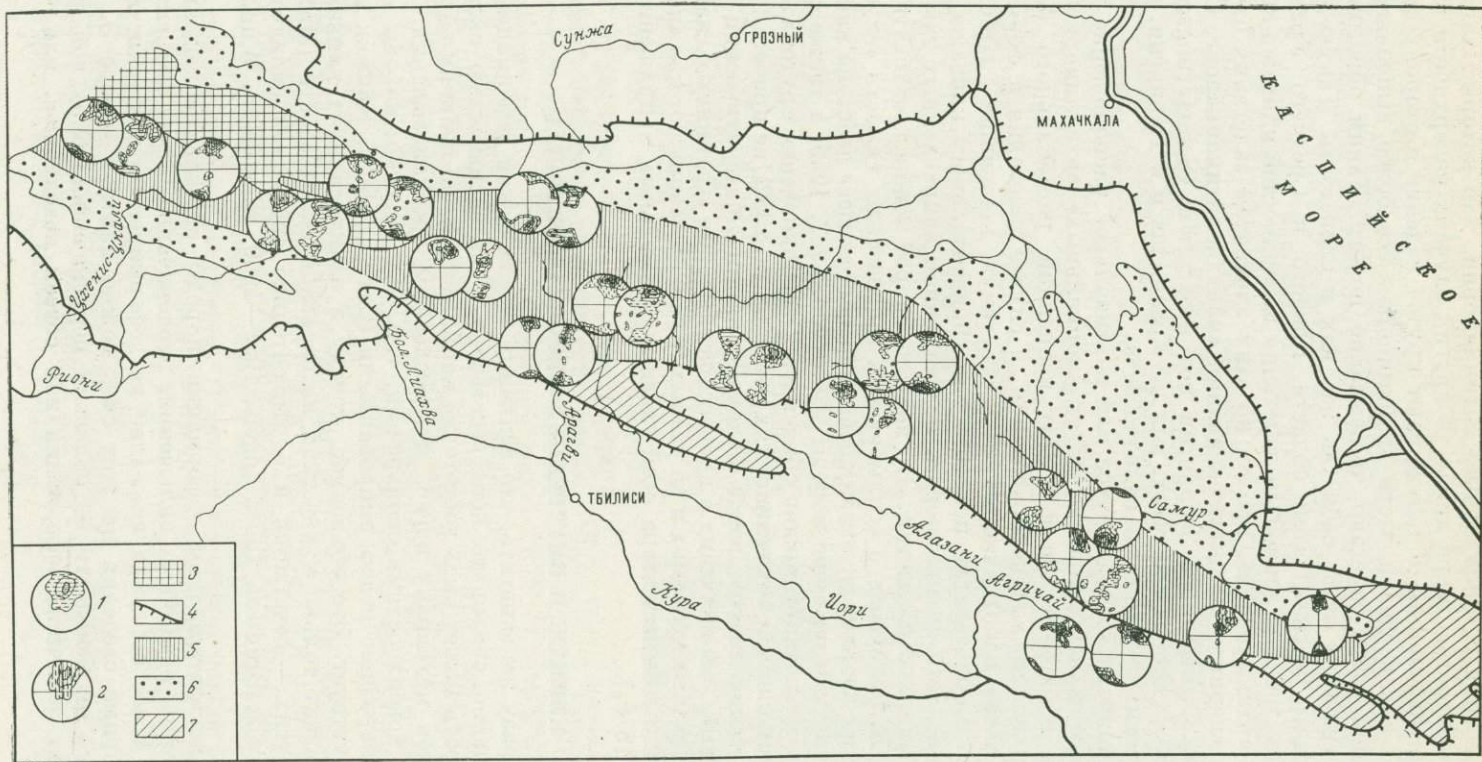


Рис. IV-10. Схема распространения кливажа в восточной и центральной частях мегантиклинория Большого Кавказа. По И. В. Кирилловой (1962).
 1 — диаграммы полюсов плоскостей напластования; 2 — диаграммы полюсов плоскостей кливажа; 3 — кристаллическое ядро мегантиклинория;
 4 — контур мегантиклинория по мезозою; 5 — область преимущественного развития кливажа; 6 — юрские песчано-глинистые отложения; 7 — флиш

Однако имеются и «аномальные» антиклинории, для которых характерен кливаж с раскрытостью веера книзу. В других случаях поверхности кливажа на крыльях антиклинория обнаруживают крутое падение в сторону смежных синклиналиев, а в сводовой части антиклинория все более выполаживаются и в центральной части залегают чрезвычайно полого. Таким образом, здесь кливаж геометрически ведет себя так же, как и слоистость. Такую картину можно наблюдать в складчатой области Южного и Среднего Урала, где К. П. Плюснин (1964) по элементам залегания поверхностей кливажа выделяет семь «кливаж-антиклиналей», причем по этим элементам залегания отчетливо намечаются и «периклинальные» окончания «кливаж-антиклиналей». Сходные формы отметил Э. Шредер в Тюрингии под названием «Schieferungsgewölbe» (Schroeder, 1958). В обоих случаях, как на Урале, так и в Тюрингии, кливаж развит в областях герцинской складчатости.

Так или иначе, кливаж, крутое или вертикальное расположение поверхностей которого в центральных частях «нормальных» антиклинориев часто служит одним из аргументов в пользу концепции регионального бокового сжатия как причины складкообразования, в случае залегания в форме «кливаж-антиклиналей» однозначно опровергает такую концепцию. Невозможно представить себе образование пологого или горизонтального кливажа, развитого в сводовой части антиклинория, под влиянием направленных извне сжимающих тангенциальных усилий. Это явление скорее можно трактовать в духе концепции В. В. Белоусова о всплывающих в поле силы тяжести «глубинных метаморфических диапирх», оказывающих «распирающее» действие как на боковые, так и на вышележащие породы (Белоусов, 1962, 1969, а также см. главу IX). С этих же позиций можно объяснить и возникновение крутопадающего кливажа в «нормальных» антиклинориях (Кириллова, 1962), не прибегая к представлению о направленном извне боковом сжатии. Математический анализ поля напряжений, возникающих в процессе всплывания «глубинных диапиров», показал, что в разных условиях и на разных глубинах возникают как «нормальные», так и «аномальные» веера осей главных нормальных напряжений (Гончаров, 1969, 1970₂).

КЛИВАЖ И ВНУТРЕННЯЯ ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД

Следует сразу же заметить, что величину пластической деформации пород весьма рискованно связывать непосредственно с интенсивностью складчатости. Складчатость может быть достаточно напряженной, но целиком обязанной своим развитием механизму изгиба и межслоевого проскальзывания. В этом случае между поверхностями скольжения, т. е. внутри слоя, породы местами могут быть совершенно недеформированными (Ситтер, 1960). Кливаж в таких складках отсутствует. Это объясняет, почему в одних случаях кливаж, действительно, развит только в участках интенсивной складчатости (Михайлов, 1957), а в других — сочетается и с относительно спокойной складчатостью (Кириллова, 1962; Breddin, 1958; Engels, 1959—1960; Plessmann, Wunderlich, 1961).

Прямым доказательством деформации породы служат наблюдения над изменением формы различных включений, первоначальный вид которых известен. Раньше всего обратили внимание на деформированные фаунистические остатки; обширные сведения на этот счет можно найти в обзоре Э. Клооса (1958₁). Однако окаменелости не обладали первоначально округлой формой. Поэтому расчет величины деформации или совсем невозможен, или чрезвы-

чайно сложен, даже в случае члеников криноидей, имевших первоначальную форму цилиндра (Breddin, 1956). В этом отношении удобным объектом являются первоначально сферические включения (ооиды, конкреции и пр.). Классическим примером их использования можно считать работу Э. Клооса (1958₂) по деформации оолитовых известняков в Южных горах (штат Мэриленд, США). Для измерения деформации ооидов он вырезал два взаимно перпендикулярных шлифа из каждого ориентированного образца. Соответствующие расчеты длин главных осей эллипсоида деформации производились исходя из предположений о первично сферической форме ооидов и сохранении их объема в процессе деформации. Наблюдения показали, что кливаж хорошо развит в наиболее деформированных участках складчатой структуры (растяжение свыше 20%). Но даже в случае первоначально сферической формы приходится проявлять известную осторожность при оценке величины деформации, так как часто включения обладают иными физическими свойствами, чем окружающая порода, и величина их деформации может не соответствовать величине деформации всей породы в целом. Например, при внимательном просмотре рисунков к названной работе Э. Клооса можно видеть, что в некоторых случаях поверхности кливажа, развитые в породе, не проходят внутрь ооидов, а как бы «обтекают» их. Это несомненно свидетельствует о различии физических свойств ооидов и вмещающей породы.

С этой точки зрения наиболее надежны выводы о деформации пород, содержащих конкреции первично сферической формы, состав которых почти не отличается от состава окружающих пород. Такие конкреции пересекаются поверхностями кливажа, являющимися прямым продолжением кливажных поверхностей, развитых в окружающей породе. К сожалению, извлечь такие конкреции из обнажения не всегда возможно, так как они по своим физическим свойствам мало отличаются от вмещающих пород. Они хорошо отделяются от породы только в коре выветривания (Паталаха, 1963, 1965).

Наблюдения над деформированными включениями показывают, что поверхности кливажа располагаются или параллельно оси максимального удлинения и перпендикулярно к направлению максимального сжатия или близко к этому положению. Однако имеются свидетельства того, что у деформации есть и вращательная компонента. В качестве примера можно привести следы S-образного искривления «двориков растяжения» вблизи округлых конкреций пирита, испытавших поворот (рис. IV-11), а также описанные выше микрофлексуры (Лебедева, 1972). Косвенные аргументы также говорят в пользу того, что деформация, при которой развивался кливаж, представляла собой сочетание сокращения — удлинения и простого сдвига (Белоусов, 1971; Гончаров, 1963; Паталаха, 1963).

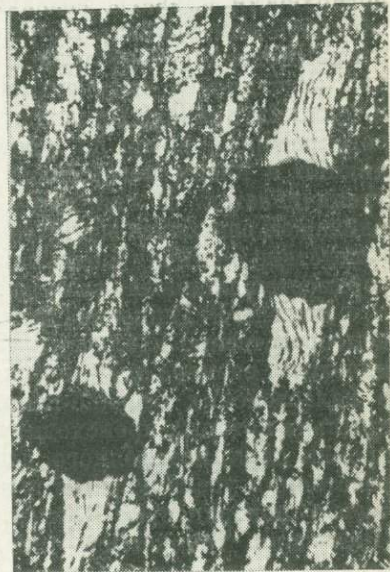


Рис. IV-11. Искривление волокнистых кристаллов в «двориках растяжения» вблизи конкреций пирита в глинистом сланце. По Г. Лангхайриху (Langheirich, 1964)

Любопытные данные о процессе развития кливажа на фоне роста пластической деформации пород приводит Р. Гешпелер (Hoerrener, 1956). Он сравнивал разные стадии развития кливажа в палеозойских песчано-глинистых отложениях Рейнских Сланцевых гор, ввел понятие «интенсивности кливажа» и указал, что отличительная черта кливажа небольшой интенсивности состоит в расчленении пород на линзовидные отдельности, в то время как интенсивный кливаж характеризуется пластинообразной отдельностью пород.

Р. Гешпелер отмечает, что в глинистом сланце, в котором интенсивность кливажа еще невелика, под микроскопом можно наблюдать разрозненные поверхности кливажа незначительной длины, выполненные агрегатами чешуек серицита или хлорита. Характерно отсутствие строгой параллельности между этими поверхностями кливажа; угловой разброс в ориентировке достигает 15° . Увеличение интенсивности кливажа заключается в увеличении длины и толщины кливажных полосостей, их слиянии друг с другом и уменьшении углового разброса почти до полной взаимной параллельности; кроме того, появляются и новые поверхности, так что общая густота поверхностей кливажа увеличивается. В глинистом песчанике контраст между слабым и сильным кливажем еще более значителен, так как на ранних стадиях развития кливажа, вследствие наличия обломочных зерен, угловой разброс в ориентировке поверхностей кливажа, вынужденных «обтекать» эти зерна, достигает 40° .

Выводы Р. Гешпелера подтверждаются тем, что в некоторых случаях можно непосредственно наблюдать увеличение интенсивности кливажа в связи с увеличением размера пластической деформации, которую испытала порода. Так, в палеозойских песчано-глинистых отложениях Гарца имеются складки, на крыльях которых происходит постепенное изменение расстояния от подошвы до кровли слоя, измеренного вдоль поверхностей кливажа. С увеличением этого расстояния увеличивается и интенсивность кливажа, т. е. увеличивается количество поверхностей кливажа и степень упорядоченности их ориентировки (Plessmann, Wunderlich, 1961). Поскольку описываемый кливаж параллелен осевым поверхностям складок, можно считать, что в самом начале деформации указанное расстояние между кровлей и подошвой было одинаковым на всем протяжении слоя, и лишь в дальнейшем слой испытал неоднородную деформацию удлинения параллельно кливажу.

В других случаях переход от менее деформированного участка слоя к более деформированному и, соответственно, от менее интенсивного кливажа к более интенсивному происходит скачкообразно. Например, в описанных выше складках Зилаирского синклинория, имеющих разные мощности слоев на противоположных крыльях (Гончаров, 1963), в песчаных слоях степень уплощенности «линз кливажа», которую можно, в соответствии с представлениями Р. Гешпелера, считать за показатель интенсивности кливажа, изменяется при переходе с одного крыла на другое от 5 : 1 до 50 : 1 (см. рис. IV-8).

Наблюдения в зонах глубинных разломов, где кливаж обнаруживает высокую степень совершенства по сравнению с кливажем окружающих регионов, также подтверждают связь интенсивности кливажа с величиной пластической деформации. Например, в Успенской «зоне смятия» отмечается более чем двукратное удлинение конкреций вдоль кливажа по сравнению с их первоначальными размерами, в то время как в соседних районах величина удлинения примерно 1,5 (Паталаха, 1965).

В некоторых случаях кливаж формируется избирательно в менее вязких и отсутствует в более вязких слоях. На примере каледонид Северо-Западного Каратау (Казахстан) Т. В. Гиоргобiani (1974) показал, что для возникновения

кливажа в алевропелитах необходимо сжатие породы порядка 10%, в тонкозернистых песчаниках 17—20%, мелкозернистых 25—30%, среднезернистых 35—40%, в глинисто-кремнистых породах 30—40%.

Появление кливажа в результате пластической деформации породы влечет за собой возникновение анизотропии физических свойств породы. Как показали специальные исследования, эллипсоиды проницаемости, теплопроводности, прочности, скорости распространения звука, магнитных и других физических свойств пород совпадают по направлению с эллипсоидами деформации фаунистических окаменелостей (Albissin, 1962—1963; Daly, 1966; Jannetaz, 1884, Kurtman, 1958). Дальнейшие исследования в этом направлении представляются чрезвычайно перспективными, так как это позволит дать наиболее объективную количественную характеристику деформации породы, в которой развит кливаж.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КЛИВАЖА

Проблема происхождения кливажа дискутируется почти 150 лет. Но лишь в последние годы наметилась возможность однозначной интерпретации этой проблемы. В связи с этим отпадает необходимость в сопоставлении весьма противоречивых и подчас мало обоснованных прежних гипотез о происхождении кливажа. Такое сопоставление дано в первом издании этой книги (1970, с. 95—101) и сейчас представляет лишь исторический интерес.

Существует мнение (Паталаха, 1970), что ослабленные поверхности кливажа могут возникать вследствие ламинарного течения однородной среды. Однако природная среда — горные породы — существенно неоднородна, и именно эта неоднородность играет главную роль в процессе образования кливажа (Лебедева, 1976). Неоднородность горных пород проявляется как на микроскопическом, так и на макроскопическом уровнях.

Неоднородность как микроскопического, так и макроскопического уровня влечет за собой неоднородность деформации пород и толщ под действием приложенных усилий. Ниже будет показано, каким образом эта неоднородность деформации вызывает появление и развитие разных типов кливажа. В основе этой интерпретации лежит недавно опубликованная обобщающая концепция Н. Б. Лебедевой (1976). Отдельные элементы этой концепции обсуждались и ранее другими исследователями (И. В. Кириллова, М. А. Гончаров, Е. И. Паталаха и др.), которые, в свою очередь, излагали не только свои личные взгляды, но и опирались на выводы предшественников.

Микроскопический аспект. Под действием сил сжатия (природа этих сил рассматривается в гл. IX) однородная среда может испытать однородную деформацию, т. е. такую деформацию, когда все участки тела деформируются одинаково.

Если в деформированной однородной и изотропной среде имеются включения, вязкость которых отличается от вязкости окружающей среды, то деформация всего этого агрегата уже не будет однородной. Включения первоначально сферической формы приобретут форму трехосного эллипсоида, короткая ось которого будет ориентирована параллельно направлению максимального сжатия. При этом степень удлиненности эллипсоида будет тем больше, чем меньше вязкость данного включения (Паталаха, 1970). В крайнем случае, когда вязкость включения ничтожна по сравнению с вязкостью среды, это включение даже при незначительном общем сжатии среды расплющивается практически в эллипс, плоскость которого перпендикулярна к оси сжатия. Такое включение как бы «вспарывает» окружающую среду. В результате

«вспарывания» в среде возникает ослабленная поверхность — поверхность кливажа.

Это — идеальная, простейшая модель образования кливажа в некотором столь же идеальном агрегате. В горных породах в отличие от модели далеко не всегда можно выделить «среду» и «включения». Например, вряд ли можно рассматривать цемент песчаников как «вмещающую среду», а обломочные зерна как «включения» в том случае, когда объем цемента не превышает нескольких процентов от общего объема породы. Горная порода — это совокупность участков, обладающих различной вязкостью, причем эти участки лишь в крайне редких случаях имеют первоначально сферическую форму, как, например, ооиды в оолитовых известняках. Гораздо чаще форма их менее правильна (минералы, зерна, цемент) или совсем не известна (вода, растворы, флюиды, битумы).

Однако имеется обстоятельство, позволяющее усмотреть существенное сходство деформации горных пород с рассмотренным выше идеальным случаем. Маловязкие участки (глинистый цемент песчаников) и еще менее вязкие — битумы, растворы, флюиды и вода даже при незначительном общем сжатии породы сильно расплющиваются и «вспарывают» породу, образуя ослабленные поверхности — поверхности кливажа. Эти включения, с одной стороны, стремятся вытянуться перпендикулярно к направлению максимального сжатия, а с другой стороны, в отличие от идеального случая, стремятся к «обтеканию» более вязких обломочных зерен. По мере увеличения общего сжатия пород жидкие включения не только все более расплющиваются, но и выжимаются из пород в направлении максимального удлинения. При этом, вероятно, преобладает восходящий поток в сторону отрицательного градиента всестороннего литостатического давления, т. е. к земной поверхности. Этот поток в своем движении производит в породах своеобразную «эрозию» — в них появляется целая система ослабленных поверхностей кливажа. Развитие кливажа в обстановке нарастания степени общего сжатия, т. е. трансформация менее интенсивного кливажа в более интенсивный, заключается в удлинении его поверхностей вследствие явления гидроразрыва на их концах, их слиянии, выпрямлении, увеличении густоты и степени взаимной параллельности.

Помимо чисто механической «агрессивности» жидкой фазы существенную роль играет ее химическая агрессивность, состоящая в растворении, переносе и отложении тех или иных компонентов пород. Результаты этого процесса весьма разнообразны — растворение граней зерен, перпендикулярных к сжимающим силам и параллельных направлению общего потока, отложение вещества в виде «бород» на торцах зерен, перекристаллизация пород, заполнение поверхностей кливажа агрегатами новообразованных минералов, жильным кварцем или кальцитом, органическими соединениями, окислами железа и т. п.

В качестве примера, подтверждающего данную концепцию образования и развития кливажа, приведем изменение характера распределения окислов железа в песчано-глинистых породах южного склона Сванетского антиклинария Большого Кавказа в зависимости от интенсивности кливажа (Лебедева, 1976). В породах, лишенных кливажа, скопления железистых минералов рассеяны более или менее равномерно в виде мелких сгущений неправильной, часто изометричной формы. В случае слабо выраженного кливажа включения, окрашенные окислами железа, представляют собой короткие червеобразные субпараллельные тела. В более кливажированных породах эти тела более вытянуты. При совершенном кливаже на его ровных поверхностях остаются лишь слабые налеты тех же соединений. Вероятно, места концентрации окислов

железа, видимые ныне, зафиксировали этими налетами прежние места скопления жидкой фазы, их содержавшей, и пути ее движения. Такая интерпретация совершенно однозначна в тех случаях, когда от крупного темного пятна — места первичного скопления жидкости — ответвляется пучок расходящихся поверхностей кливажа.

Другой пример, позволяющий предполагать роль воды в процессе образования кливажа: наиболее раскливажированные глинистые породы обычно близки по своему составу к монтмориллонитовым глинам (Кириллова, 1962), а монтмориллонит — это наиболее гидрофильный глинистый минерал.

Роль маловязких и жидких включений в процессе образования кливажа подтверждается при экспериментальном воспроизведении этого явления (Лебедева, 1976). В опытах Н. Б. Лебедева использовала смесь, состоящую из зерен сплава канифоли с машинным маслом в разных пропорциях. Вязкость зерен варьировалась с помощью изменения процентного состава сплава. Кроме того, в смеси содержались пузырьки воздуха, обладавшие ничтожной вязкостью. В результате приложенного извне одностороннего сжатия в модельных образцах возник кливаж, вполне подобный природному и характеризующийся возникновением вначале коротких червеобразных субпараллельных тел, огибающих более вязкие зерна, вытягиванием этих тел по мере сжатия образцов, их слиянием друг с другом, выпрямлением и т. п.

Макроскопический аспект. Если слоистая толща подвергается сжатию, направленному параллельно слоям, то последние изгибаются в складки. Складкообразование проходит несколько стадий (Белоусов, 1971).

На первой стадии все слои, независимо от их состава, равномерно укорачиваются и утолщаются. Общая деформация при этом невелика, но, как было показано выше, этого сжатия оказывается достаточно для того, чтобы внутри слоев расплющились маловязкие и жидкие включения, т. е. возник кливаж начальной стадии, ориентированный перпендикулярно к сжимающим усилиям и поэтому секущий слоистость (еще не изогнутую в складки!) под прямым углом.

На второй стадии более вязкие слои теряют устойчивость и испытывают изгиб. Изгиб этих слоев сопровождается их взаимным проскальзыванием, которое либо рассеивается за счет пластической деформации чередующихся с ними менее вязких слоев, либо концентрируется на отдельных поверхностях межслоевого скольжения. Возникший еще на первой стадии складкообразования кливаж в наиболее вязких и тонких слоях больше не развивается; он как бы «консервируется» в них, сохраняя положение, перпендикулярное к слоистости, и только пассивно поворачивается вместе с поворотом самого слоя на крыльях складки (см. рис. IV-7, б).

Если монотонная толща, например, глинистая, содержит редкие и тонкие прослои более вязких песчаников, то кливаж в этой глинистой толще в процессе деформации сохраняет положение, параллельное осевой плоскости складки, т. е. он в течение всей деформации остается перпендикулярным к направлению сжимающих сил (см. рис. IV-7, а). В то же время деформация в глинистой толще такова, что глинистое вещество вынуждено следовать за складчатыми изгибами более вязких слоев песчаника. Другими словами, эта деформация складывается из двух компонент — сжатия перпендикулярно к кливажу и сдвига вдоль кливажа (Белоусов, 1971). Сдвиговая компонента деформации реализуется посредством относительного проскальзывания соседних пластин (линз) вдоль разделяющих их поверхностей кливажа. В результате такого проскальзывания поверхности кливажа как бы шлифуются и становятся более

ровными. Как подчеркивает Н. Б. Лебедева (1976), опираясь на данные полевых наблюдений и экспериментов, смещение вдоль кливажа — необходимый элемент его совершенствования. В то же время в результате деформации пород кливаж образует со слоистостью все более острый угол.

Прямой веерообразный кливаж в вязких слоях (см. рис. IV-7, в, г) представляет собой результат комбинированного действия всех трех описанных процессов. В отличие от крайнего случая, изображенного на рис. IV-7, б, он образует со слоистостью острый, а не прямой угол, а это свидетельствует о смещениях вдоль поверхностей кливажа, сочетающихся со сплющиванием, ориентированным перпендикулярно к кливажу (Гончаров, 1963). Но одновременно действует и третий процесс — поворот слоя на крыле складки вследствие изгиба и соответственный «пассивный» поворот поверхностей кливажа, что, собственно, и дает прямой веер, сходящийся под антиклиналями и над синклиналями.

Обратный веер кливажа в маловязких слоях (см. рис. IV-7, б—г) объясняется тем, что помимо деформации, приводящей к образованию кливажа осевой плоскости (см. рис. IV-7, а), эти слои испытывают дополнительную деформацию, обеспечивая проскальзывание вязких слоев при изгибе последних. При этом чем тоньше маловязкий слой, тем в более узкой полосе сосредоточивается проскальзывание, тем больше деформация маловязкого слоя при этом проскальзывании, тем больше отклонение кливажа от положения, параллельного осевой плоскости складки (см. рис. IV-7, б, в, г).

Поскольку кливаж зарождается под прямым углом к слоистости, то можно считать, что чем больше угол между кливажем и слоистостью отклоняется от прямого, тем большую деформацию испытала кливажированная порода, тем «совершеннее» сам кливаж. Приведенные выше данные по Зилаирскому участку (см. рис. IV-6, табл. 6 и соответствующее пояснение в тексте) подтверждают этот вывод.

Угол кливаж — слоистость зависит от крутизны крыльев складки, точнее, от угла, образованного крыльями складки с осевой плоскостью, т. е. от степени общего сжатия толщи. Это утверждение очевидно в случае кливажа осевой плоскости (см. рис. IV-7, а). Оно же сохраняет очевидность для положения кливажа, осредненного для осадочного ритма, состоящего из двух слоев разной вязкости (пунктирные линии на рис. IV-7, б—г). Из тех же рисунков видно, что в вязком слое угол кливаж — слоистость больше, чем средний угол для всего ритма, но зато в маловязком слое этот угол меньше. Конкретные значения этих углов определяются соотношением вязкостей и мощностей слоев. Принимая во внимание приведенную формулу (1) и геометрические закономерности, вытекающие из анализа рис. IV-7, б—г, нетрудно вывести следующую количественную зависимость:

$$\frac{\operatorname{tg} \beta_1 - \operatorname{tg} \theta}{\operatorname{tg} \theta - \operatorname{tg} \beta_2} = \frac{\eta_1 h_2}{\eta_2 h_1} \quad (2)$$

Здесь β — угол кливаж — слоистость, θ — угол между осевой плоскостью складки и слоистостью, η и h — соответственно вязкость и мощность слоев.

На третьей стадии складкообразования, когда слоистость теряет свое механическое значение и вся толща, как и на первой стадии, деформируется однородно, как единое целое, поверхности веерообразного кливажа поворачиваются, приближаясь к положению, параллельному осевой плоскости складки. Однако, как показывают результаты точных замеров угла падения кливажных поверхностей, некоторое искривление кливажа все же сохраняется. На-

пример, в тех участках уже упоминавшегося Зилаирского синклиория Южного Урала, в которых, на первый взгляд, развит кливаж, параллельный осевым поверхностям складок, массовые статистические замеры показали следующее. На крыле одной из складок, осевая плоскость которой падает под углом $85-90^\circ$, угол падения кливажа в тонкозернистых песчаниках составлял в среднем 85° , в крупноалевритовых сланцах 86° , в мелкоалевритовых сланцах 87° и в глинистых сланцах 88° .

Все перечисленные особенности развития кливажа на фоне складкообразования также удалось воспроизвести экспериментально (Лебедева, 1976).

Таким образом, проблема происхождения, возникновения и развития кливажа, занимающего по отношению к слоистости секущее положение, в настоящее время может считаться решенной.

Что касается кливажа, сланцеватости и полосчатости, параллельных слоистости, то причина и механизм возникновения этих текстур пока остаются неясными. Автор весьма скептически относится к возможности трансформации кливажа, секущего слоистость, в послойный, так как для «доведения» угла кливаж — слоистость до нуля требуется бесконечно большая деформация. В то же время имеются факты, убедительно свидетельствующие о том, что послойный кливаж был параллелен слоистости с самого начала своего возникновения (Гончаров, 1963). Проблема состоит в том, чтобы выявить факторы, которые вызывают или облегчают растяжение пород параллельно слоистости. Весьма вероятно, что и здесь дело не обходится без маловязких и жидких включений, которые при не выясненных пока обстоятельствах расплющиваются не перпендикулярно к действующим силам сжатия, а вдоль ослабленных зон, обусловленных слоистой текстурой пород.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ

К числу наиболее сложных структурных форм земной коры относятся тектонические покровы, или шарьяжи. Эти структурные формы очень противоречивы по своей природе. В зонах дробления в основании шарьяжных пластин и на участках развития отдельных чешуй, особенно вблизи фронта покровов, наблюдаются признаки сильного бокового сжатия. Вместе с тем деформация этих пластин на большей части площади их распространения нередко совсем невелика и выражена наличием лишь пологих брахискладок. Такие же противоречия иногда отмечаются между формой тектонического покрова в целом (слабо деформированное почти горизонтальное плоское тело) и его внутренней структурой, которая может представлять системы лежащих складок, чрезвычайно сплюснутых в вертикальном направлении. Особенно поразительным при спокойном залегании покровов кажется их огромное горизонтальное перемещение, достигающее, как известно, многих десятков километров.

В общем строение шарьяжей чрезвычайно специфично. Оно выражается в необыкновенном, порою парадоксальном характере взаимоотношений и залегания пород. Изучение участков, где развиты эти структуры, сопряжено с большими трудностями. Этим в существенной мере определяются значение вопросов покровной тектоники и их место среди проблем структурной геологии.

Среди складчатых областей, для которых типично широкое развитие крупных покровов, могут быть названы альпиды Средиземноморья (Альпы, Апеннины, Тельль-Риф, Бетские Кордильеры, Карпаты, Динариды, Тавр, Загрос, Гималаи), некоторые складчатые цесы Индонезии (острова Ява, Тимор и др.), каледониды Скандинавии и Англии, Скалистые горы Северной Америки и некоторые другие регионы. В Советском Союзе покровы обнаружены на Юго-Восточном Кавказе, в Карпатах, Южном Тянь-Шане, на западном склоне Урала, в герцинидах юго-восточного обрамления Карагандинского бассейна. Имеются данные о их наличии на Памире.

АЛЬПИЙСКИЕ ПОКРОВЫ И РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ АЛЬП

Самые ранние сведения о тектонических покровах относятся, по-видимому, к 40-м годам прошлого столетия, но в полной мере существование этих структур было доказано в Западных Альпах на рубеже XIX и XX вв. Наибольшее внимание привлекли наложенные покровы Швейцарских Предальп, осадочные породы которых отличаются по составу от пород окружающих участков. Возник вопрос, существовал ли во время осадконакопления особый Предальпийский «экзотический регион» с присущими ему фациями отложений или же толщи, выполняющие здесь крупную мульду, переместились издалека (например, из внутренних районов Альп) и лежат поверх погребенных местных отложений обычных фаций. Одновременно обсуждался вопрос об известной Гларнской структуре на севере Альп: является ли она сложной комбинацией пликативных форм (парой складок, опрокинутых навстречу друг другу, и грибовидной

складкой вблизи них), или же это единая складка-покров, опрокиннутая к северо-западу, корни которой надо искать далеко на юго-востоке, в том же рай-

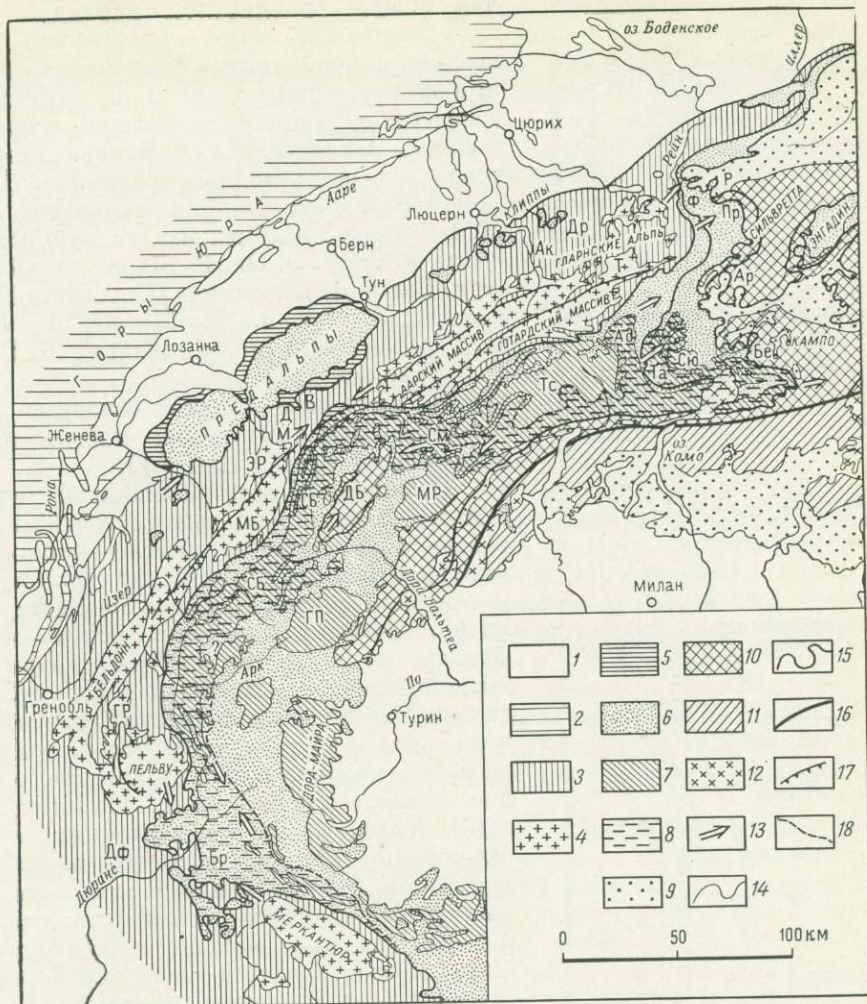


Рис. V-1. Схема тектоники Западных и части Восточных и Южных Альп.

1 — молассы и четвертичные отложения; 2 — выходы мезозоя гор Юра; 3—4 — Гельветиды: 3 — после-палеозойский чехол (покровы: М — Моркль, Д — Диаблере, В — Вильдхорн, Ак — Аксенский, Др — Друзбергский, Дф — автохтон — Дофинейская зона Французских Предальп); 4 — внешние кристаллические массивы (ГР — Гранд-Рус, МБ — Монблан, ЭР — Эгюий Руж, Т — Тавеч); 5 — Ультрагельветический покров; 6—8 — Пеннины: 6 — послепалеозойский чехол, 7 — древнее основание; 8 — Пеннинские покровы в бриансонских и суббриансонских фациях (СБ — Сен-Бернарский, ГП — Гранд-Парадизо, МР — Мон-Роз, См — Симпловский, Тс — Тессинский, Ад — Адула, Та — Тамбо, Сю — Сюретта, Бр — Бриансонская зона с Суббриансонской подзоной); 9 — послепалеозойский чехол; 10 — палеозой и докембрийское основание Восточных Альп (покровы и участки покровов: ДБ — Дан-Бланш, Бе — Бернина, Ар — Ароза, Пр — Претигау, Ф — Фалькнис, Р — Ретикон); 11—12 — Южные Альпы: 11 — палеозойское основание, 12 — поздние и посттектонические гранитоиды; 13 — погружение покровов; 14 — границы комплексов пород; 15 — границы тектонических покровов; 16 — рубцовая зона разломов; 17 — крутые надвиги; 18 — граница бриансонской фации

оне, откуда перемещались и породы «экзотического» облика, наблюдающиеся в Предальпах. Последняя трактовка была предложена в 1884 г. М. Бертраном, но долго отвергалась большинством исследователей, так как казалась слишком

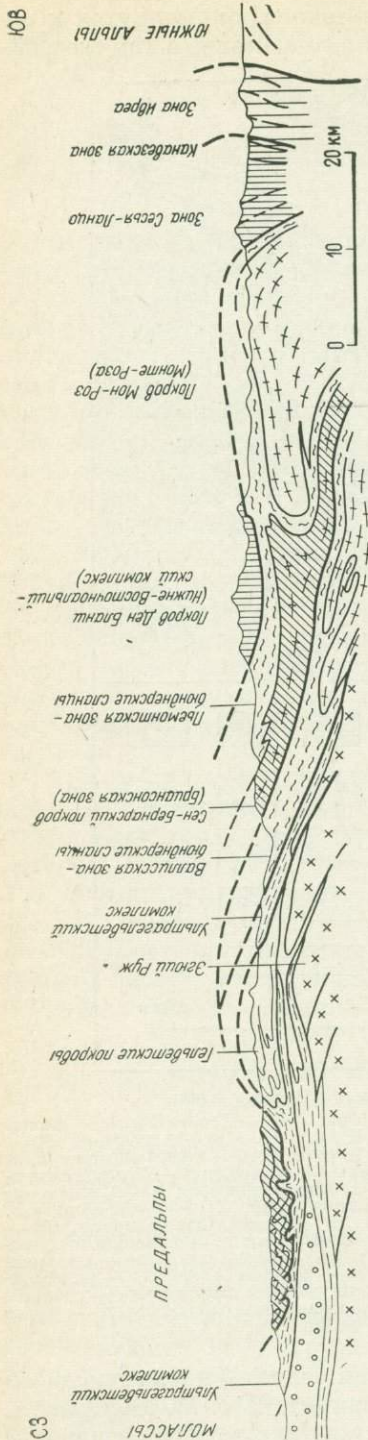


Рис. V-2. Поперенный разрез Западных Альп. По Ж. Дебельма и М. Лемуану (Debelmas, Lemoine, 1964), с упрощениями

фантастической. В 1901 г. М. Люжон выступил с ее более полным обоснованием, нарисовав общую грандиозную картину альпийских шарьяжей, которая позволила свести воедино накопленный к тому времени обширный фактический материал по структурной геологии и фациям отложений различных районов Западных Альп. Вскоре эта трактовка завоевала полное признание.

В разработке теории шарьяжей, кроме М. Бертрана и М. Люжона, видную роль сыграли Э. Зюсс, Э. Ог, Г. Шардт, Альб. Гейм, Арн. Гейм, Д. Шнееганс, П. Арбенц, Г. Корнелиус, Э. Арган, Р. Штауб, Л. Кобер, П. Термье, П. Фалло, М. Жинью, Ж. Гогель, Р. Трюмпи и др.

В настоящее время основные черты строения Западных Альп представляются следующими (рис. V-1 и V-2).

Недалеко от северо-западной окраины области в виде дуги, вытянутой по простиранию всей системы, протягивается антиклинальная зона внешних кристаллических массивов (Аарский, Монблан, Бельдонн и др.), представляющих выходы докембрийского фундамента (главным образом, гранитов и метаморфических сланцев). На внешнем склоне массивов присутствует мезозойский и палеогеновый осадочный чехол, сохранивший свое нормальное (автохтонное) залегание на месте седиментации. На этом чехле в Швейцарии лежат тектонические покровы отложений того же возраста и сходного характера, однако фации и мощность толщ постепенно меняются от нижних покровов к верхним таким образом, как это должно было бы происходить с увеличением глубины бассейна седиментации. Данные покровы, известные под названием гельветских, были перемещены, по-видимому, из участков, отвечающих юго-восточному склону или осевой зоне массивов (одним из главных мест их отрыва считается «синклинали» Хабкерн между Аарским и Готардским массивами). Более высокие из них произошли из относительно более юго-восточных частей области.

В непосредственной близости к массивам с их юго-восточной стороны располагаются очень своеобразные пеннинские покровы внутренних Альп. Их ядерные части сложены древними гранитами, гранито-гней-

сами, гнейсами и кристаллическими сланцами, вероятно, испытавшими в альпийское время повторную метаморфическую «мобилизацию», которая придала им настолько значительную пластичность, что они деформировались совместно с мезозойской осадочной оболочкой. Последняя складывается сравнительно слабо метаморфизованными толщами геосинклинальных отложений — так называемыми бюнднерскими, или блестящими сланцами, с телами офиолитов. Движение этих покровов было направлено также к северо-западу или западу. Во Франции, в бассейне Дюрансы (между массивами Пельву и Меркантур) пеннинские покровы выдвинулись далеко вперед, в область Гельветид, достигнув наружной стороны антиклинальной зоны внешних массивов. Породы Пеннид здесь представлены в своеобразных фациях Бриансонской зоны, в которой кроме сравнительно маломощных мезозойских отложений присутствует мощная неметаморфизованная угленосная толща карбона.

К юго-востоку от области Пеннид расположен крупнейший тектонический шов, или «рубец», отделяющий северную ветвь Альп от южной, обладающей здесь совершенно иным стилем тектоники (круто надвинутые или взброшенные блоки, которые совместно образуют лестницу структурных ступеней, понижающуюся к югу, с преобладанием спокойного залегания толщ, за исключением участков, тяготеющих к границам ступеней).

Особый интерес представляют уже упоминавшиеся наложенные покровы Предальп, уцелевшие от размыва в районе Женевского озера в обширной синклинальной зоне на границе Гельветид и Предальпийского передового прогиба (прогиб выполнен молассами олигоцена и миоцена). Самым нижним является Ультрагельветский комплекс покровов, образующий прерывистый бордюр с внутренней, юго-восточной, и внешней, северо-западной, сторон Предальп, а местами обволакивающий верхние и средние Гельветские покровы. Он происходит из области, расположенной позади Гельветид, юго-восточнее зоны внешних массивов, откуда породы осадочного чехла были вытеснены шарьяжами Пеннид. Выше залегает целая серия покровов Средних (Средних) Предальп, «корни» которых располагались еще дальше к юго-востоку (рис. V-3 и V-4).

С точки зрения фациально-тектонического районирования область Гельветид в значительной своей части — по крайней мере до зоны внешних кристаллических массивов — относится к окраине платформы и лишь на юго-востоке может рассматриваться как переходная к геосинклинали или миогеосинклинальная (чехол этой области представлен в верхних гельветских покровах). К миогеосинклинали следует относить и зону, где накапливались породы Ультрагельветского покрова (дикий флиш). Собственно геосинклинальной была лишь область Пеннид. В ней выделяются два эвгеосинклинальных трога (интрагеосинклинальных прогиба) — Валисский на севере и Пьемонтский на юге и разделяющая их Бриансонская геоантиклинальная зона (интрагеоантиклиналь), простирающаяся наискось к границам области: на востоке в субширотном, а на западе в субмеридиональном направлении*.

При разработке проблемы альпийских шарьяжей, как известно, не обошлось без ошибок и преувеличений. Это выразилось в концепциях ультрааппизма, в частности, так называемом «цилиндризме». Еще М. Люжон (Lugeon, 1901) высказал мысль, что, как правило, тектонические покровы, расположенные впереди и выше других, имеют более далекие «корни». Так оно и бывает

* Область Восточных Альп здесь не рассматривается. О ее строении высказываются весьма разноречивые мнения (Белоусов и др., 1951; Бубнов, 1960; Жинью, 1952; Обуэн, 1967; Exner, 1966; Fallot, 1955; Metz, 1966; Kraus, 1968; Tollmann, 1960, 1969 и др.).

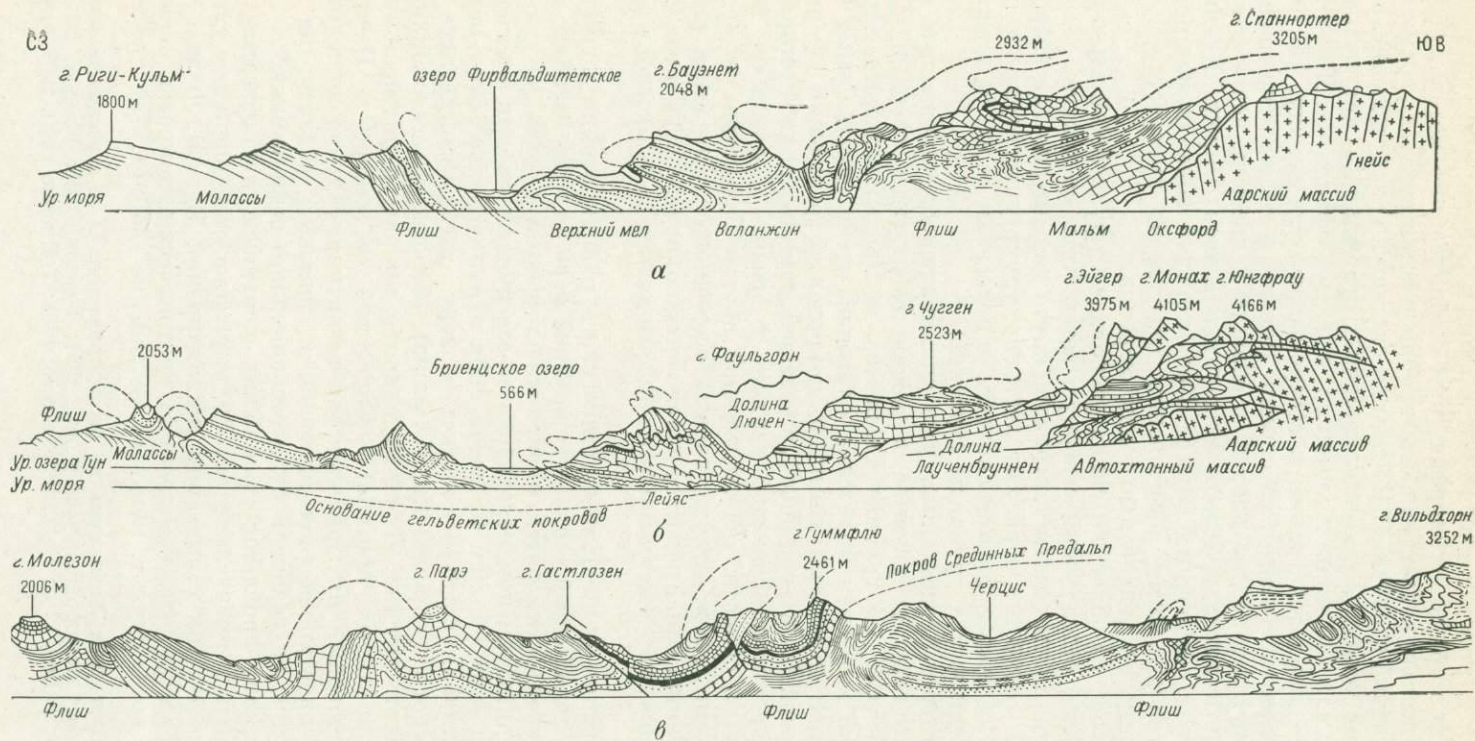


Рис. V-3. Разрезы северо-западной части Швейцарских Альп. По Р. Штаубу:
 а — б — Гельветские покровы; в — покровы Вильдхорн, Ультрагельветский и Срединных Предалп

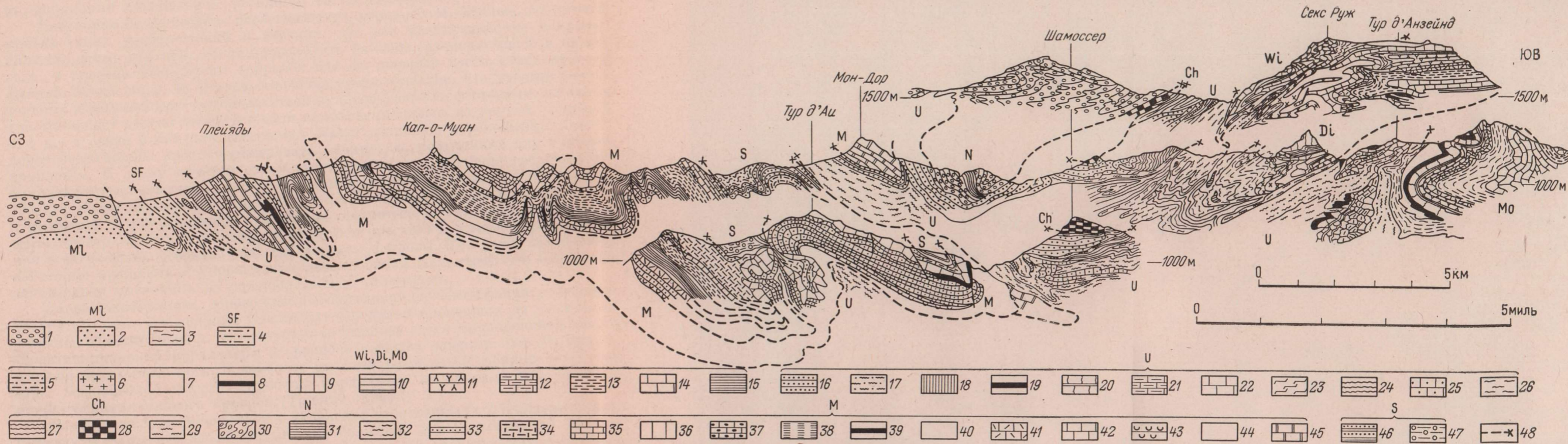


Рис. V-4. Разрезы Предалпы к востоку от долины Роны. По Р. Трюмпи (1965).

Молассы (ML): 1 — верхний стампий (конгломераты Маунт-Пелерен); 2 — средний стампий (красные молассы); 3 — нижний стампий (нижние морские молассы). Субальпийский флиш (SF): 4 — палеоцен (?) или нижний олигоцен (?). Гельветские (Wi — Вильдхорн, Di — Дьяблере) и Субгельветский (Mo — Моркль) покровы: 5 — флиш; 6 — Тавейанна (песчаники); 7 — верхний эоцен (песчаники, известняки, сланцы); 8 — средний мел; 9 — баррем — апт (известняки); 10 — нижний баррем (сланцы); 11 — готерив (кремнистые известняки); 12 — верхний валанжин (известняки); 13 — нижний валанжин (сланцы и известняки); 14 — верхняя юра (известняки); 15 — средняя юра

(сланцы и т. д.). Ультрагельветские покровы (U): 16 — песчаный флиш; 17 — дикий флиш; 18 — верхний мел (пелагические известняки); 19 — средний мел (глинистые известняки); 20 — баррем; 21 — готерив — валанжин; 22 — верхняя юра (известняки); 23 — байос — оксфорд (глинистые сланцы); 24 — аален (черные сланцы); 25 — лейас (известняки и сланцы); 26 — верхний триас (эвапориты, глинистые сланцы, доломиты). Покров Шамосер (Ch): 27 — аален (черные сланцы); 28 — лейас (известняки); 29 — верхний триас (ячеистые доломиты). Низенский покров (N): 30 — верхний мел (флиш); 31 — средняя юра (глинистые сланцы); 32 — верхний триас (ячеистые доломиты).

Покров Средних Предалпы (M): 33 — палеоцен (флиш); 34 — сеноман — палеоцен (красноцветная толща); 35 — нижний мел (известняки и кремнистые породы); 36 — верхний мел (известняки); 37 — арговий (узловатые известняки); 38 — байос — оксфорд (доггер с *Zoophycos*); 39 — бат (?) — оксфорд (слои с *Mytilas*); 40 — тоар и аален; 41 — средний лейас; 42 — нижний лейас; 43 — рэт; 44 — верхний триас (доломиты, ангидриты, сланцы); 45 — средний триас (известняки, доломиты). Симменский покров (S): 46 — маастрихт (флиш Платта); 47 — сеноман — сенон (собственно Симменский флиш); 48 — надвиг

в действительности, но только в пределах сравнительно узких зон. «Цилиндристы» (Э. Арган, Альб. Гейм и др.) стремились придать этой закономерности значение общего и неограниченного закона. Поэтому, с их точки зрения, покровы Средних Предальп должны были иметь «корни» обязательно позади пеннинских (см. рис. V-2). Одновременно подразумевалось, что по всей длине Альп существуют или существовали (до того, как их уничтожила эрозия) одинаковые группы покровов с присущей каждой из них амплитудой перемещения. Суммарное перемещение масс и сокращение земной коры при такой интерпретации оценивались во многие сотни километров.

Некоторые более поздние исследователи, начиная с М. Жинью, возражали против таких представлений и считали, что все предальпийские покровы, включая самые верхние, могут происходить из зоны, располагавшейся не позади, а впереди пеннинских покровов или из внешней части самой области Пеннид. Кроме того, М. Жинью высказал предположение, что участки значительных шарьяжей могут располагаться кулисообразными фестонами: на одном участке может далеко смещаться один комплекс покровов, на другом — другой и т. д., в связи с чем для выяснения общей величины перемещения горных пород неправильно просто суммировать амплитуды, полученные для каждого комплекса. К этому времени стало очевидным и значительное несовпадение фациально-тектонических зон с комплексами покровов (Трюмпи, 1965; Ситтер, 1960), а также явление растяжения пластов (с одновременным их уточнением) в покровах. Было доказано, что нельзя высчитывать величину сокращения земной поверхности в складчатых зонах путем простого мысленного распрямления всех складок, особенно там, где развиты покровы. Так были преодолены некоторые крайности и упрощения в истолковании шарьяжей, что позволило значительно уменьшить их предполагаемую амплитуду.

Современные данные, основанные на тщательном изучении фаций, позволяют говорить о том, что покровы Средних Предальп произошли из различных участков области Пеннид: большинство из внешней части Бриансонской интрагеоантиклинальной кордильеры и располагавшейся впереди нее Суббриансонской переходной зоны, а наиболее высокий Брекчиевый покров — из участка, лежавшего у южного подножия кордильеры на окраине Пьемонтского интрагеосинклинального прогиба (Трюмпи, 1965).

Все же, после всех поправок и уточнений, вносившихся в геологию Альп, амплитуда шарьяжей здесь оказывается большой: для Гельветид 35—55 км; для Пеннид, возможно, 50—60 км и более, а для Ультрагельветского покрова и шарьяжей Средних Предальп, по крайней мере, до 70—75 км*.

Не приходится удивляться тому, что именно Альпы стали «эталоном» областей, характеризующихся широким развитием крупных шарьяжей. Здесь была разработана терминология, применяющаяся при описании тектонических покровов, выработывалась методика их изучения, были найдены различные критерии для их выделения и т. д., словом, здесь возник самостоятельный крупный раздел структурной геологии, иногда упоминаемый в литературе как «покровная теория» или «теория шарьяжей».

Ряд интересных данных по тектоническим покровам накоплен советскими геологами (Вассоевич, 1940; Вассоевич и Хаин, 1940; Шарданов и Молчанов, 1954; Эз, 1956; Белоусов, 1956, 1962; Воскресенский, 1958; Богданов, 1961; Наумов, 1962; Воскресенский, Хаин и Шурыгин, 1963; Белостоцкий, 1963,

* По некоторым современным данным, амплитуда предальпийских покровов может быть оценена в 100—120 км.

1965, 1967; Левен, 1964; Пейве, Буртман и др., 1964; Беэр, Бызова и Ломизе, 1965; Камалетдинов, 1965, 1971; Шурыгин, 1967; Замалетдинов, Клишевич и Яговкин, 1968; Камалетдинов и Казанцева, 1970; Кропачев, 1970; Херасков, 1971; Руженцев, 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Буртман и Клишевич, 1971; Кабанов, 1972; Поршняков, 1973; Руженцев и Белов, 1973; и др.). Особенно много данных о шарьяжах появилось в советской геологической литературе за последнее десятилетие.

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Под *тектоническими покровами* понимаются крупные структуры перекрытия, когда один комплекс пород лежит на другом наподобие более молодой толщи, но соприкасается с ним не стратиграфически, а по тектоническому контакту, причем верхний комплекс может иметь любой возраст по отношению к нижнему, чаще всего более древний. При одинаковом возрасте нередко отмечается заметное различие фаций, которое становится резким при большой величине горизонтального перемещения верхнего комплекса по нижнему.

Представляется спорным применение термина надвиг в качестве синонима тектонического покрова, хотя по своему первоначальному смыслу это близкие понятия. Нам кажется, что о надвиге можно говорить до тех пор, пока мы имеем дело с блоком земной коры, движущимся «вперед и вверх», но как только на базе этого движения создаются условия, благоприятствующие тому, что от надвинутого блока отделяется крупная чешуя или покровная единица, движущаяся горизонтально, а иногда и несколько книзу, требуется применить другой термин.

Многие авторы (Schwan, 1966; Обуэн, 1967) специально подчеркивают, что тектоническими покровами следует называть только крупные структурные единицы, испытавшие большое смещение. Существуют и относительно небольшие структуры перекрытия, явления срыва осадочного чехла или отдельных толщ, сопровождающиеся их горизонтальным перемещением небольшого или умеренного масштаба и т. д. Чтобы четко отделить подобные образования от собственно тектонических покровов, В. Шван считает для последних обязательным смещение более 5 км. Независимо от того, можно ли признать эту цифру удачной, понятие о тектонических покровах как о структурах, испытавших весьма крупное горизонтальное перемещение, фактически является общепринятым. При этом в пределах всего покровного сооружения, какую бы значительную площадь оно ни занимало, как правило, наблюдается единство движения материала (все покровы двигались в одну сторону).

Выделяют тыловую и фронтальную (переднюю, лобовую) части покрова. «Зоной корней», или «родиной покрова» называют установленный или предполагаемый район, откуда происходит покров, — где породы, его слагающие, оторвались от своего основания. В понятие о «зонах корней» вкладывается и более определенный смысл: это зоны, где глубинные части структур, или породы фундамента, должны подвергаться сильнейшему боковому сжатию, в результате чего вышележащие толщи оказываются не на своем месте, а на участке, где раньше залегали толщи иной структурно-фациальной принадлежности. Примером такой корневой зоны служит синклиналь Шамони и зона Хабкерн в Гельветидах.

Если покров в процессе движения или в результате последующей эрозии отделился от «корневой зоны», то его современная тыловая граница может располагаться далеко от места отрыва пород. Если же связь с корнями не потеряна, тыловая часть покрова отвечает зоне корней.

Расстояние, на которое переместился покров, или амплитуда шарьяжа, обычно более или менее соответствует расстоянию между корнями и фронтом покрова. Это соответствие может отсутствовать, когда отрыв пород от основания произошел на большой площади, а горизонтальное перемещение было не очень большим.

В вопрос об амплитудах шарьяжей в последнее время были внесены весьма существенные уточнения. Первоначально, когда шарьяжи считались образованными обязательно из лежащих складок, предполагалось, что все тело тектонического покрова представляет собой единое целое, непосредственно соединенное с корнем, и если наблюдается разделение этого целого на лоскуты, то это — следствие более поздней эрозии. В настоящее время большинство исследователей считают, что перемещение шарьяжных масс могло происходить с самого начала отдельными, не связанными друг с другом пластинами или лоскутами (одновременно не исключается и существование покровов, формировавшихся как единое целое).

Породы, залегающие под тектоническим покровом, но сами оставшиеся на месте, называются автохтонными (автохтоном). Породы дальнего происхождения, слагающие покровы с большой амплитудой смещения, особенно в случаях, когда они шарьированы заведомо из другой фациально-тектонической зоны, называются аллохтонными (аллохтоном). Если же речь идет о промежуточном случае, когда «корни» покрова расположены сравнительно близко, но это все-таки тектонический покров, на широкой площади перекрывающий автохтонные породы, принято говорить о параавтохтоне. Наконец, возможен и такой случай: несомненно местные породы, типичные для автохтонного комплекса, непосредственно под покровом сильно дислоцировались и переместились в горизонтальном направлении в виде отдельных небольших блоков, чешуй или разрыхленных масс. В этом случае зону, где наблюдается такое движение автохтонного материала, можно называть субавтохтонной (субавтохтоном). Для тех случаев, когда покровы сложены породами той же зоны, как и подстилающие образования, но происходят из ее отдаленных частей (как это наблюдается, например, в Гельветидах), введен термин параллохтон.

Неоавтохтоном принято называть отложения, которые накапливались после того, как движение тектонических покровов прекратилось; они могут залегать трансгрессивно как на автохтоне, так и на аллохтоне.

Замкнутые участки внутри контура тектонического покрова, где вскрыты подстилающие породы, называются тектоническими окнами. Когда такой участок выходов подстилающих пород не является замкнутым, а соединяется с внешними краями покрова, говорят о тектоническом полуокне. Происхождение полуокна далеко не обязательно эрозионное: незакрытые участки между отдельными выступами покрова часто создаются в результате независимого или неравномерного перемещения разных его частей (самостоятельных чешуй или фестонов). При общем пологом залегании покровов границы их в случае горного рельефа имеют в плане вид извилистых линий, но это не значит, что окна или полуокна всегда соответствуют углублениям топографической поверхности. Нередко в пределах тектонических окон бывают расположены горные массивы; примером этого служит район горы Парнас в Эллинидах. В подобных условиях появление тектонического окна связано с брахиантиклинальным изгибом подошвы покрова. В некоторых случаях можно говорить о двойном или тройном тектоническом окне, если по его краям обнажены два или три покрова.

Останцы, или лоскуты тектонических покровов, иногда весьма крупные, получили от альпийских геологов название *к л и п п о в*. Вместе с тем термин «клиппы» (экзотические скалы, утесы и т. д.) имеет и более широкое значение: под ним подразумеваются вообще всякие «бескорневые» блоки — отторженцы, включая те, генезис которых остается невыясненным. Даже захороненные в осадочных толщах гравитационные отторженцы, получившие в последние годы название олистолитов, — по крайней мере, наиболее крупные из них — нередко описываются как разновидность клиппов. Классическим примером клиппов, представляющих разрозненные останцы тектонических покровов служат клиппы Романских Предальп, соответствующие предальпийским покровам Юго-Западной Швейцарии. Они протягиваются в виде длинной, вытянутой к северо-востоку цепочки южнее Люцерна и Цюриха (см. рис. V-1).

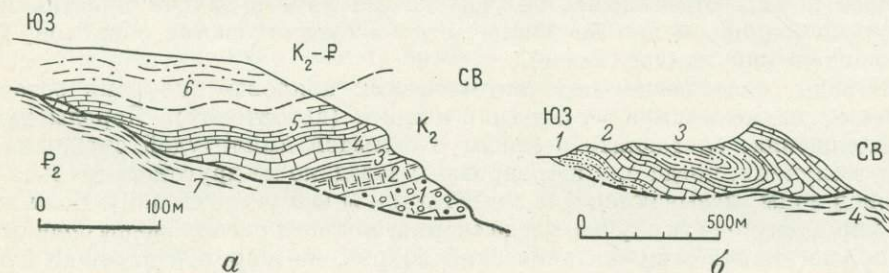


Рис. V-5. Примеры базального стесывания тектонического покрова (основание промежуточного покрова Девольского пакета шарьяжей в Динаридах). Движение покрова направлено к юго-западу.

а — левобережье р. Деволы близ скал Градиште. 1—5 — верхний мел (1 — известняковые конгломераты, 2 — серые массивные известняки, 3 — розовые плитчатые известняки, 4 — розовато-серые толстоплитчатые известняки, 5 — красные тонкоплитчатые известняки); 6 — флиш верхнего мела — палеогена; 7 — эоценовый флиш;

б — скалы Градиште. 1 — нижняя терригенная толща («нижний флиш» Пинда; верхние горизонты нижнего мела — нижние горизонты верхнего мела); 2 — известняки тулона — сенона, вверху плитчатые; 3 — флиш верхнего мела — палеогена; 4 — эоценовый флиш

В тех случаях, когда тектонические покровы располагаются друг над другом целыми группами или сериями, принято говорить о *п а к е т а х* *п о к р о в о в*.

Нередко (обычно вблизи фронтальной части) покровы как бы расщепляются на отдельные чешуи или лежащие складки. Это элементарные структурные единицы — «ветви» покровов — получили наименование *д и г и т а ц и й*. Когда два или несколько покровов движутся одновременно и, сложно переплетаясь, совместно сминаются в складки, можно говорить о завертывании, или о *б в о л а к и в а н и и* ими друг друга (Heim, 1921—1922). Наиболее ярким примером такого завертывания служат соотношения между гельветскими и ультрагельветскими покровами к северу от массива Эгюий Руж. Ультрагельветский комплекс тектонически перекрыл область Гельветид, когда там еще не полностью сформировались свои покровы. Затем гельветские покровы Дьяблере и Вильдхорн в результате движения изогнули и подмяли под себя передовую часть Ультрагельветид. Поскольку более тыловой участок Ультрагельветского комплекса остался над ними, эти покровы оказались почти полностью завернутыми в его породы (Lugeon, 1901; Heim, 1921—1922; Жинью, 1952).

К тектоническим покровам, испытавшим после образования некоторое обратное (попятное) перемещение, иногда применяется название *р е т р о - ш а р ь я ж*.

В процессе перемещения каждая крупная покровная пластина или отдельная горизонтально движущаяся чешуя разрушает и сносит часть встреченных на ее пути горных пород, в какой-то мере стачиваясь и сама. Это явление называется тектонической денудацией. Если хотят подчеркнуть собственное истирание покровной пластины или чешуи, которое происходит в ее подошве, говорят о базальном стесывании (рис. V-5). В тех случаях, когда автохтонная серия была вытеснена аллохтоном, занявшим ее место, можно говорить о тектоническом замещении.

Во французской геологической литературе применяется термин *дивергентная куляция*. Под ним подразумевается отслоение пакетов пластов в мощной серии отложений, где ранее сохранялась нормальная стратиграфическая последовательность. Дальнейшее дифференцированное движение обособившихся пластин (называемых *дивертикулями*) способствует их превращению в настоящие тектонические покровы.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ПОКРОВОВ

При попытках классифицировать тектонические покровы прежде всего приходится учитывать существование двух крайних разновидностей их, выделенных еще П. Термье (Terrier, 1906) в качестве покровов первого и второго рода: 1) покровы, образованные из лежащих складок, т. е. имеющие сложное внутреннее строение, напоминающее структуру огромных оплывин, 2) покровы, образованные более или менее прямыми или слабо изогнутыми пластинами, сравнительно слабо дислоцированными внутри и перемещенными по одной резко выраженной поверхности разрыва. Первые могут быть названы *покровами течения*. Они развиваются при наличии мощных толщ пластичных пород и чаще всего образованы флишем. Вторые бывают сложены твердыми, массивными породами, смещенными по горизонтальной поверхности скалывания, или слагаются пачками осадочных пород любой степени прочности при наличии под ними поверхности срыва, которая, как правило, совпадает с горизонтом пластичных пород. Это — покровы скалывания и скольжения. В природе это не всегда строго выдерживается и нередко можно говорить о *сложных покрывах* с участием явлений скалывания и течения.

Приведенная классификация в известной степени условна. На практике часто не удается обнаружить достаточно ясных признаков ни одной из перечисленных разновидностей.

Широко распространены такие случаи, когда аллохтонный или параавтохтонный комплекс — крупный покров — состоит из множества отдельных блоков, или чешуй, типа карпатских «скиб». Каждая такая чешуя с фронтальной стороны бывает ограничена тектоническим разрывом, сравнительно крутым у поверхности (вроде обычного надвига или взброса) и пологим на глубине, где он асимптотически сопрягается с подошвой всего покровного комплекса. Толщи внутри этих «скиб» чаще всего залегают почти моноклинально, с плавным изгибом, параллельным плоскости разрыва, но вблизи фронта нередко антиклинально изогнуты, а у тыловой границы иногда образуют сжатую опрокинутую синклиналь. Очевидно, покровы с данным характером строения не подходят ни под один из упомянутых типов.

Независимо от морфолого-кинематической классификации, важным является также разделение тектонических покровов на покровы чехла и покровы основания по признаку структурного уровня, на котором они формируются. Это разделение принимается многими современными тектонистами (Беммелен, 1956; Ситтер, 1960; Обуэн, 1965, 1967; Glangeaud, 1957, 1958).

ПОКРОВЫ ТЕЧЕНИЯ

Самым известным примером покровов течения, образовавшихся в связи с развитием лежачих складок, служат многие Гельветские покровы Альп (рис. V-6). Их морфология, положение в общей структуре области и соотношение с другими покровами позволяют говорить о том, что они представляют собой результат свободного гравитационного стекания пластичных пород по склону растущего поднятия зоны внешних кристаллических массивов. Вместе с тем их тыловая часть подвергалась воздействию надвигающихся Пеннинских покровов. Можно думать, что именно последние выжали из-под себя, «содрали» с древнего основания и вытолкнули вперед осадочный чехол юго-восточной части Гельветского прогиба, где отложения мела и палеогена имели миогео-

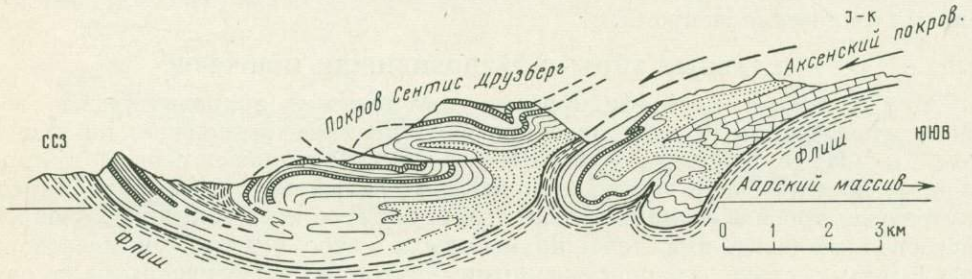


Рис. V-6. Разрез среднего и верхнего тектонических покровов Гельветид к северу от Аарского массива. По А. Гейму (Heim, 1921)

синклинальный характер и значительную мощность. Этот чехол, нагроможденный перед фронтом Пеннид в виде целого каскада лежачих складок, попал в благоприятные условия для течения (известняки нижней и средней юры отделялись друг от друга и от подстилающих пород пачками сланцев; кроме того, серию составляли мергели, аргиллиты и известняки мела, а также мощный флиш эоцена, а в основании их залегала гипсоносная толща триаса, обладавшая особо высокой пластичностью).

Течение горных пород выражалось в расплющивании и вытягивании складок, перетекании одних складок через другие и в превращении их в конечном итоге в самостоятельные элементы покровов. Все складки, обращенные выпуклой стороной (замками) в сторону движения покровов, являются антиклинальными, независимо от того, куда наклонена их осевая плоскость (она может располагаться как горизонтально, так и со значительным наклоном в ту или иную сторону). Отдельные складки вблизи своего фронтального края характеризуются погружением в направлении перемещения, т. е. являются «ныряющими»; лобовые части других, наоборот, приобрели несколько воздымающийся характер. Последнее относится в особенности к складкам-покровам, залегающим в синклинальных углублениях.

Между «ныряющими» складками-покровами наблюдаются своеобразные гребневидные зоны, которые можно считать сжатыми и перевернутыми «вверх дном» синклиналями. Вместе с тем, они могут рассматриваться и как антиклинали пород подложья. Формирование этих гребневидных зон может быть в той или иной мере связано с нагнетанием материала, вызванным вдавливанием лобовых частей покровных элементов в подстилающие породы.

Сильно сплюснутые в вертикальном направлении лежащие складки или их отдельные элементы встречаются и в других зонах Альп, за пределами области Гельветид; они вообще характерны для альпийского стиля тектоники. Лежачими складками представлены некоторые покровы Предалльп и зоны клипсов (Романских Предалльп), покровы внешней части Пеннид, сложенные мезозойскими и палеогеновыми отложениями, и, по-видимому, некоторые из внутренних пеннинских покровов с их древними гнейсами и гранитами.

Иногда лежащие складки, участвующие в строении тектонических покровов, бывают настолько сплюснуты, что на первый взгляд могут показаться пачками нормально залегающих пластов. Лишь местами обнаруживаются замки этих складок или участки чрезвычайно прихотливо смятой слоистости. В целом структура здесь очень сходна со структурой горизонтов уплотненных илестых осадков, смещенных в крупных подводных оплывинах.

Примеры таких структур встречаются во Франции в пределах покрова Юбей-Амбрюне, принадлежащего к внешней части Пеннид — к Бриансонской зоне. Палеогеновый флиш и мезозойские известняки этой зоны, сорванные со своего основания по высокопластичному горизонту среднетриасовых гипсов, были шарьированы на автохтонные породы Предалльп (зоны Дофине, аналогичной Гельветидам) и образовали в бассейне р. Юбей нагромождение сплюснутых складок или чешуй — дигитаций описанного типа (рис. V-7). Стратиграфическая последовательность слоев в пределах этого нагромождения оказывается многократно нарушенной, как в перетасованной колоде карт. Толщина отдельных чешуй или складок обычно колеблется в пределах от 150—200 до 500 м, но местами она не достигает и 100 м.

Интересный пример покровов течения, образующихся в результате развития и перемещения лежащих складок, был описан в албанской части Динарид (Белостокский, 1963). Как неоднократно отмечали многие геологи (Renz, 1940; Petkovic, 1958; Brun, 1960; Ciric, 1963; Чирич, 1967; Kober, 1931, 1952; Муратов, 1960; Обуэн, 1957, 1967 и др.), Динариды (рис. V-8) характеризуются: 1) отчетливым делением на внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогесинклинальные) зоны, 2) более активным и ранним развитием первых из них и 3) резко выраженной вергентностью структур от внутренних зон к внешним. Иначе говоря, структуры здесь формировались в результате движения вещества в ту же сторону, куда в процессе развития смещалась интенсивная складчатость, сопровождавшаяся поднятием. В этой системе, особенно в ее юго-восточной части, известной под названием Южных Динарид или Эллингид, широко развиты тектонические покровы. Они в ряде случаев достигают больших размеров (Gobfriaux, 1968), хотя, по-видимому, уступают альпийским. В последние годы появилось много данных и о покровах Северных Динарид (Siksek, Medwenitsch, 1965; Miljus, 1970).

К внутренним частям системы на юге относятся зеленокаменные зоны Вардара и Мирдиты и разделяющая их крупная Пелагонская геоантиклиналь. Западная окраина внутренних Эллингид — Пиндская зона — с мощным развитием раннего (мелового) флиша граничит с Адриатико-Ионической миогесинклинальной областью. Тектонические покровы особенно часто отмечаются на западной границе зеленокаменной зоны Мирдиты и в Пиндской зоне, причем их породы перекрывают внутреннюю окраину Адриатико-Ионической области. Кроме того, шарьяжи развиты и во внутренних частях Эллингид, в том числе на западном крыле Пелагонской геоантиклинали и на ее границе с зоной Мирдиты. Именно здесь, на границе зон, близ пос. Селишта, и была встречена рассматриваемая разновидность покровов (рис. V-9).

Покров этого участка отчетливо очертывается в виде сравнительно длинного языка, выступающего на 8—9 км в западно-юго-западном направлении со стороны Пелагонид. Его очертания в плане несколько напоминают ледниковую лопасть на периферии области оледенения. Подложьем покрова служат породы Мирдиты, представленные главным образом юрскими (?) гипербазитами, отчасти габбро; встречаются разрозненные фрагменты кровли интрузии — триасовые или юрские диабазы и радиоляриты. Местами на неровной эрозионной поверхности этих пород под покровом сохранились терригенные отложения — остатки флишoidных толщ мела и палеогена, сорванные с основания и превращенные в меланж (см. ниже), или рыхлые тектониты, изобилующие крупными отторженцами покрывающих и подстилающих пород.

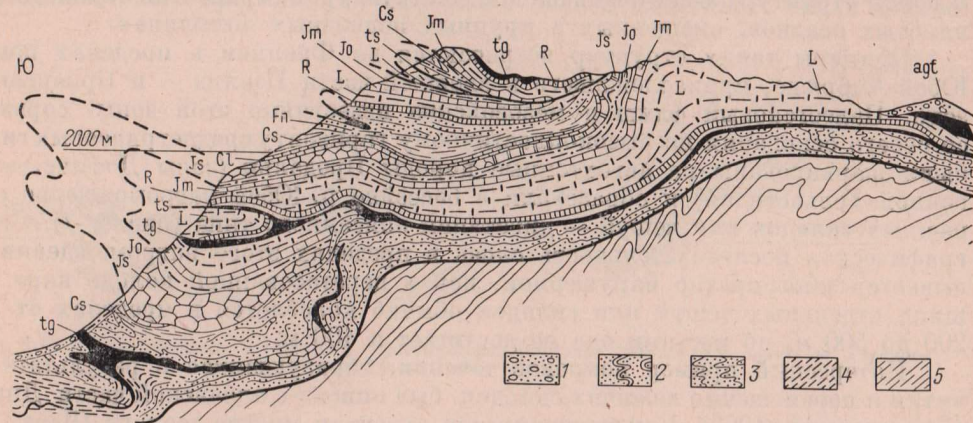


Рис. V-7. Тектонический покров Юбей-Амбруне (Франция)

1 — четвертичные отложения; 2—4 — флиш: 2 — верхний приабон, 3 — лютет — приабон, 4 — палеоцен; 5 — меланж (брекчированные известняки), 8 — средняя юра, 9 — нижняя юра), 10 — рэт; 11 — верхний триас (ар

Сам покров сложен известняками среднего и верхнего триаса, образующими большую лежащую, несколько ныряющую, антиклинальную складку, хорошо обнаженную на горе Рунис северозападнее Селишты (рис. V-10, а). Замок складки, обращенный в сторону движения покрова (к западу-юго-западу), обволакивается породами тектонического меланжа, которые здесь слагают гребневидную зону такого же типа, как и упоминавшиеся при описании гельветских покровов Альп.

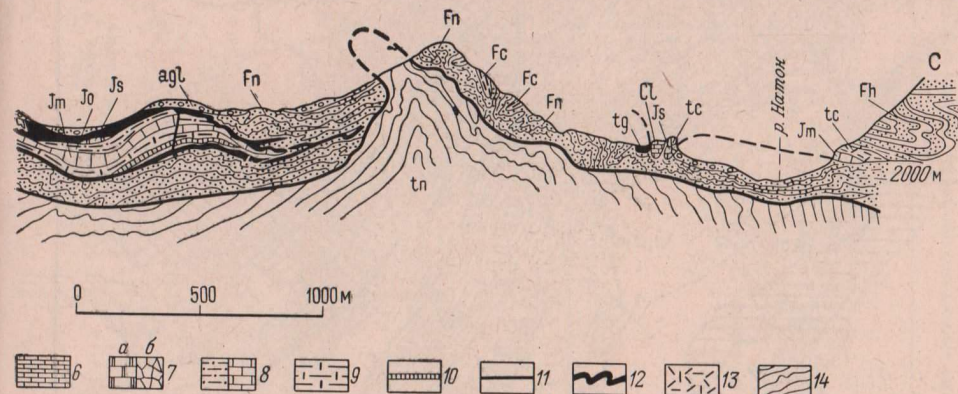
Крупные плоские отторженцы известняков до 750—1000 м длиной и до 200—250 м толщиной, заключенные в этом меланже, расположены в соответствии с общей гребневидной структурой участка и подчеркивают ее; поверхность офиолитового субстрата характеризуется здесь некоторым повышением.

Следующая единица покрова, вероятно, также представляющая лежащую складку, ныне сильно размытую, перекрывает гребневидную структуру с западно-юго-западной стороны. Подошва покрова в пределах этой дигитации сначала погружается на 300—500 м по сравнению с «вершиной» гребневидной зоны, затем образует ряд брахиантиклинальных изгибов, к которым приурочены эрозионные окна, снова испытывает плавное погружение и, наконец, по краям покрова резко воздымается.

Антиклинальный характер лежащей складки горы Рунис подтвержден и непосредственными наблюдениями в пределах ее нижнего крыла, где имеются

признаки перевернутого положения пластов в терригенной пачке, подчиненной известнякам, и данными о повсеместной опрокинутости складок района Селишты в западно-юго-западном направлении, что хорошо видно восточнее поселка в долине р. Муррес. Особенно бросается в глаза, что нижнее, подвернутое крыло складки очень хорошо развито, не обнаруживает признаков растяжения и уменьшения мощности. С поверхностью этого крыла в значительной мере совпадает нижняя граница покрова. Лишь местами, во фронтальной части структуры, некоторые пласты срезаются под острым углом тектонической границей, отделяющей известняки от рыхлых подпокровных нагромождений.

Тектонический покров Селишты обнаруживает явную генетическую связь с лежащими складками, развитыми под его тыловой частью и в соседних,



цусские Альпы). По Д. Шнеегансу (Schneegans, 1938)

5—9 — мезозойские известняки (5 — верхний мел, 6 — неоком, 7 — верхняя юра (а — известняки, б — гиллиты); 12 — средний триас (гипсы); 13 — нижний триас (известняки); 14 — бат — оксфорд (глины)

более северо-восточных районах Пелагонского антиклинория (см. рис. V-10, в). Здесь в отложениях палеозоя и триаса повсеместно отмечается тенденция к опрокидыванию складок разных порядков в западном или юго-западном направлении. Иногда это просто стулообразные флексурные изгибы пластов, иногда — складки с относительно коротким подвернутым крылом, но сплошь и рядом они сменяются складками, нижние и верхние крылья которых примерно равновелики, а осевые плоскости горизонтальны. Все они (обычно меньшего размера, чем складка горы Рунис) характеризуются той же типичной особенностью: хорошей сохранностью подвернутых крыльев. Располагаясь друг над другом, эти складки образуют целые каскады.

Особенно выразителен каскад складок в триасовых известняках у восточной окраины Селишты непосредственно под большой складкой горы Рунис (см. рис. V-10, б). Впереди него располагается сравнительно крутой надвиг, отделяющий осадочные толщи Пелагонской зоны от офиолитовой серии Мирдиты. Наличие надвиговой границы, очевидно, и послужило причиной того, что задержанные в своем движении к юго-западу толщи Пелагонид нагромодились здесь в виде каскада складок. Если верхняя часть этого нагромождения оказалась приподнятой над расположенным впереди «порогом» (в данном случае над краем твердой офиолитовой пластины), но движение вещества еще не прекратилось, то накопившаяся вверху масса пород могла «стечь» с каскада,

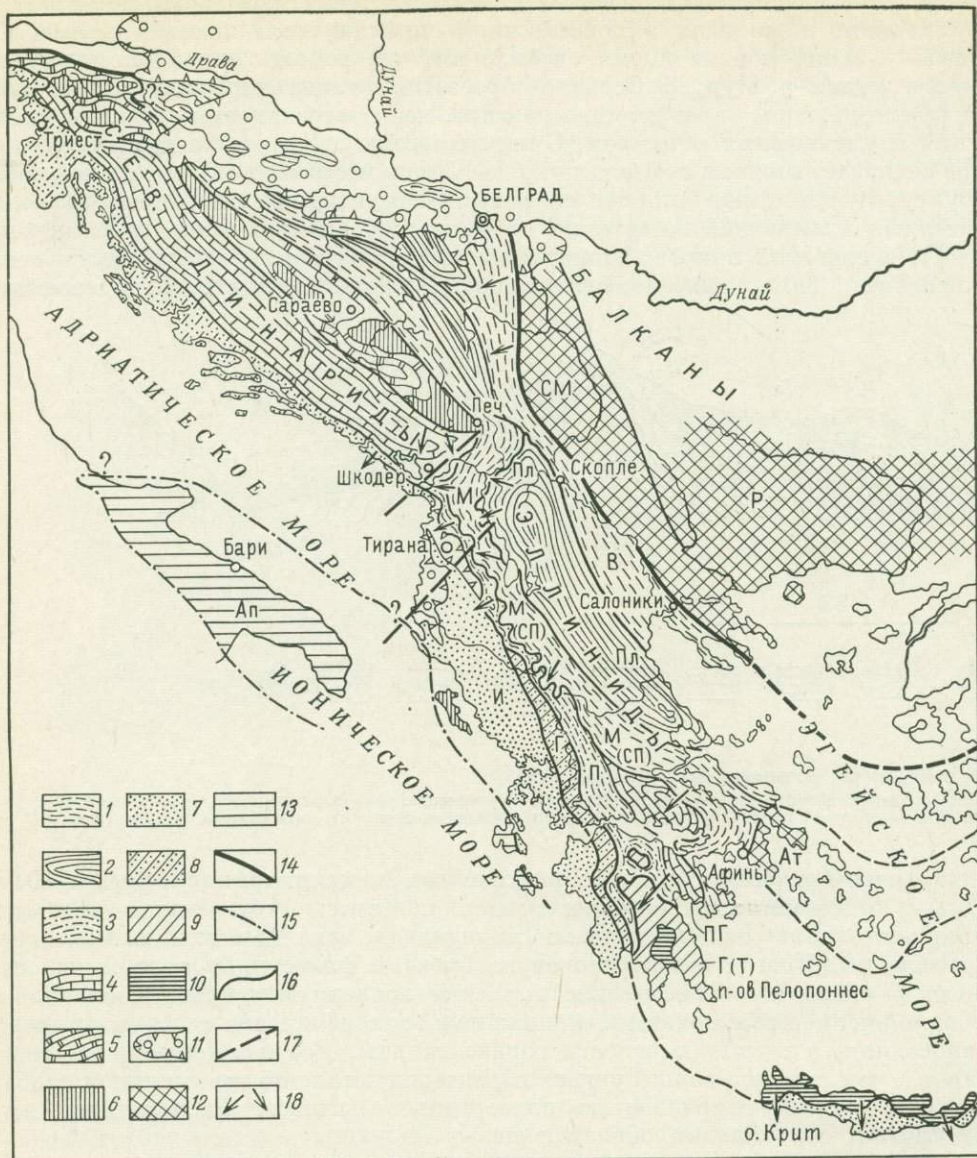


Рис. V-8. Схема структурного районирования Динариды.

Внутренние (эвгеосинклинальные) зоны. 1 — зеленокаменные зоны типа частных геосинклинальных трогов; 2 — частные геосинклинальные зоны с обширными выходами палеозоя и позднего докембрия; 3 — внешняя, почти амагматичная зона эвгеосинклинали. Внешние (миогеосинклинальные) зоны. Зоны преобладающего развития карбонатных пород мезозоя; 4 — относительно опущенные участки, 5 — относительно приподнятые участки, 6 — выходы палеозойского основания. Зоны преобладающего развития палеогенового флиша (на карбонатном мезозое); 7 — относительно опущенные, 8 — относительно приподнятые участки; 9 — мезозойский структурный этаж приподнятых участков; 10 — домезозойское основание; 11 — межгорные и передовые прогибы; 12 — срединные массивы; 13 — эпипалеозойская или эпипалеозойская плита; 14 — внутренняя граница Динариды; 15 — контур плиты; 16 — границы структурных зон; 17 — крупнейшие поперечные разломы; 18 — направление движения покровов.

Структурные зоны: В — Вардарская, Пл — Пелагонская, М — Мирдита, Сп — Субпелагонская (продолжение Мирдиты), П — Пиндская, ПГ — зона Парнаса — Гионы, Г — Гавровская, И — Ионическая, Т — Триполисская (предполагаемое продолжение Гавровской). СМ — Сербско-Македонский массив, Р — Родопский массив, Ат — Аттический (Кикладский) массив, Ап — Апулийская плита с Преапулийской зоной на востоке

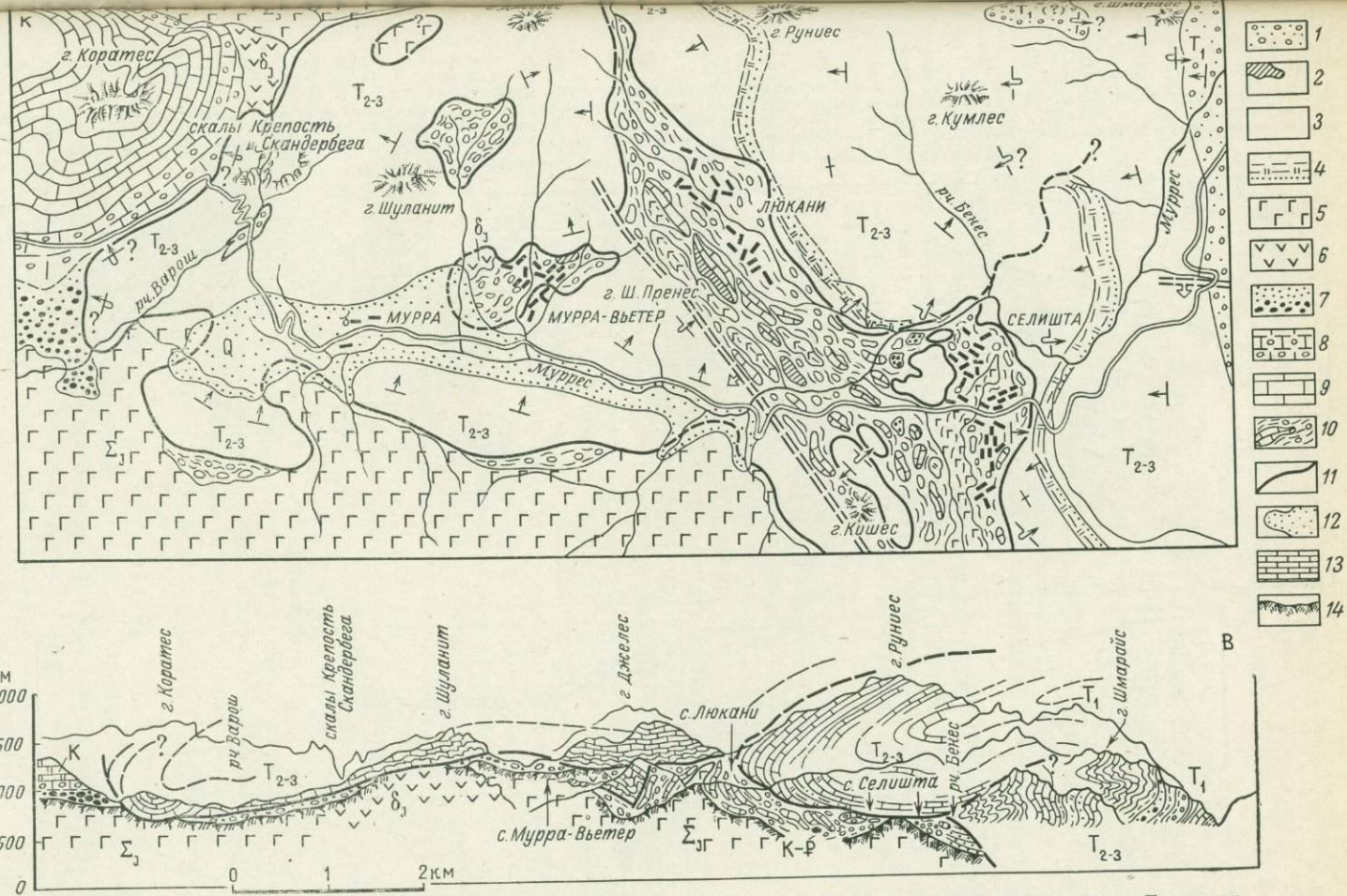


Рис. V-9. Структурно-геологическая схема и обобщенный разрез (по нескольким профилям) района пос. Селишта в Динаридах.

1 — терригенная толща нижнего триаса; 2 — триасовые или юрские диабазы и радиолариты и радиолариты и кремнисто-глинистые сланцы, подчиненные под тектоническим покровом; 3 — известняки среднего и верхнего триаса; 4 — песчаники, радиолариты и кремнисто-глинистые сланцы, подчиненные известнякам среднего триаса; мезозойские (юрские) интрузии: 5 — гипербазиты, 6 — габброиды; меловые отложения (баррем — сенон): 7 — базальные конгломераты и конглобрекции гипербазитов и габброидов, 8 — известняковые конгломераты и известковистые песчаники, 9 — известняки; 10 — подпокровные рыхлые образования (меланчи) с отторженцами пород офиолитового субстрата; 11 — подошва тектонического покрова; 12 — четвертичные отложения; на разрезе: 13 — известняки среднего и верхнего триаса; 14 — поверхность размыта офиолитов

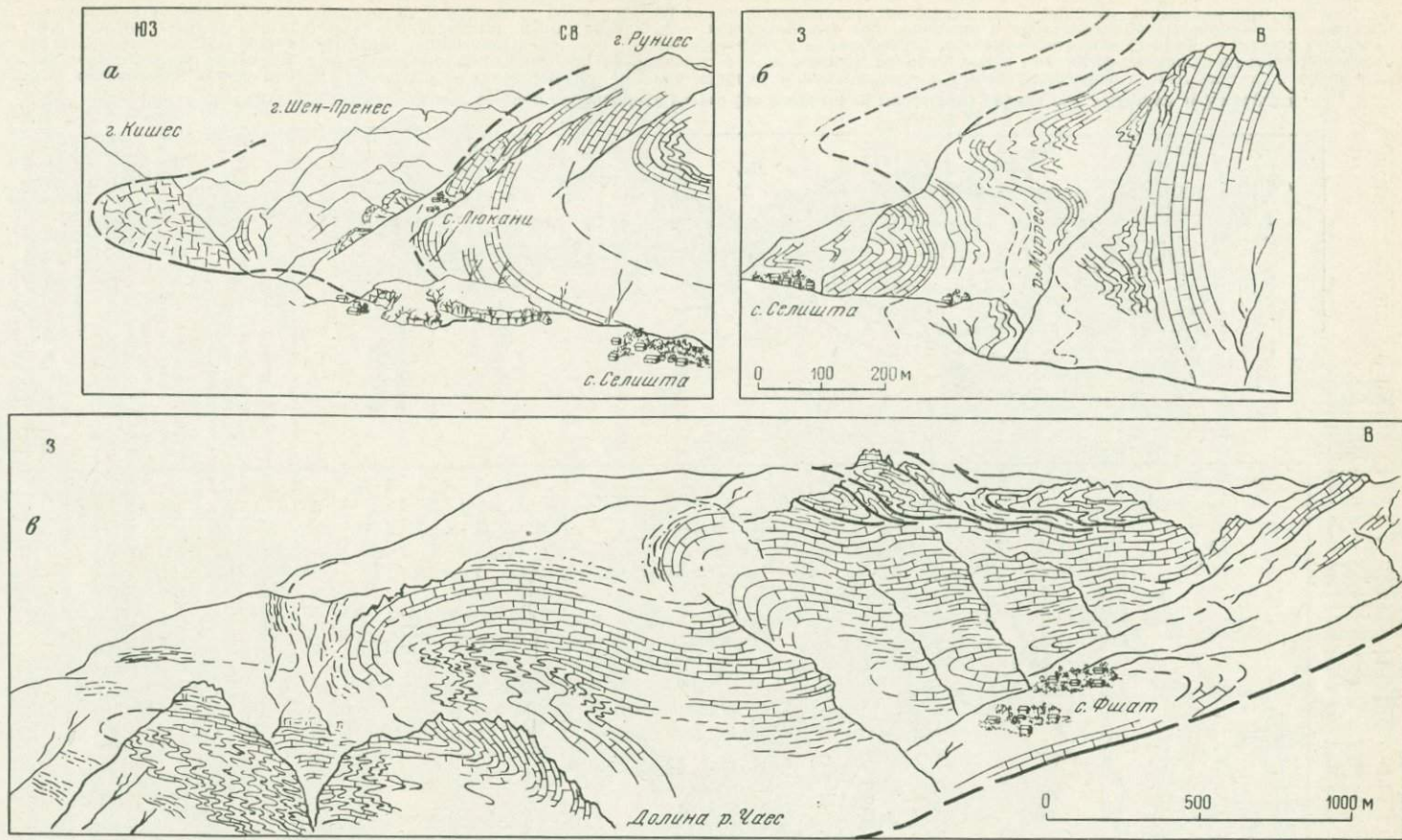


Рис. V-10. Лежачие складки, сопровождающие покровы течения в Динаридах:

a — *б* — структуры участка Селишты (*a* — замок лежачей антиклинали триасовых известняков на южном склоне горы Рунисс и в небольшом останце на западной окраине поселка; вдали видны отгорженцы известняков в подпокровном меланже; *б* — каскад лежачих складок в тех же известняках у восточной окраины Селишты); *в* — характер складок и чешуй в известняках и сланцах верхнего палеозоя (?) в северной части Корабских гор на западном крыле Пелагонского антиклинория

продвинувшись далеко вперед. Для этого ей пришлось разрушить и вытеснить податливые флишеидные отложения, залегающие на офиолитах, что может служить примером тектонического замещения чехла при шарьяжеобразовании.

Итак, тектонический покров Селишты образован двумя или несколькими ныряющими складками триасовых известняков, сильно сплюснутыми под влиянием собственного веса и перетекавшими друг через друга с окраины Пелагонид в зону Мирдиты. Складка горы Рунис «стекла» с возникшего здесь каскада, причем опустилась вниз (судя по современным гипсометрическим данным) на 500—600 м и продвинулась вперед на 3—4 км, а участок покрова, расположенный западнее, должен был соскользнуть с ее верхнего крыла и опуститься приблизительно на 1 км при одновременном продвижении на несколько километров.

Хорошая сохранность нижних крыльев складок, составляющих отдельные дигитации покрова, свидетельствует о том, что в процессе формирования структур удлинение этих крыльев происходило без их раздавливания. Это в свою очередь дает повод думать, что движение материала происходило путем его «накатывания» (перетекания) из верхнего крыла в нижнее через замки складки. С таким движением «по принципу гусеницы трактора» согласуются и крупные размеры складок-дигитаций и очень спокойное залегание пластов в них (за исключением самой нижней части, непосредственно соприкасающейся с подложьем). Образованный этим путем покров как бы развертывается и расстилается на занятой им площади.

В целом, по-видимому, рассматриваемый процесс состоит из нескольких последовательных стадий развития лежащих складок: от слабых изгибов пластов через складки сначала с коротким, а затем с хорошо развитым нижним крылом, далее через «каскадные складки» с равновеликими крыльями и, наконец, до складок с удлиненным нижним крылом, которые стекают с каскада и образуют типичные покровы течения. Конечно, это всего лишь идеальная схема, отражающая только некоторые тенденции развития структур данной разновидности. В реально существующих условиях, кроме механизма перетекания, при формировании покровов данной группы, по всей вероятности, действует также механизм простого выталкивания и волочения отдельных единиц покрова или механизм свободного скольжения, отвечающий механизму движения «саней, катящихся с горь». Недаром следы «базального стесывания» видны и в рассмотренном примере Гельветских покровов близ Аарского массива (см. рис. V-6), и на профиле покрова Селишты (см. рис. V-9). Как уже упоминалось, здесь могут также проявляться погружение лобовых частей ныряющих складок и нагнетание вытесненного ими материала.

Большая степень разрушения пород под покровом с образованием мощных зон меланжа, наличие в последнем огромных плоских блоков, отвалившихся от покрова, свидетельствуют о напряжениях, которые трудно представить при действии одного лишь механизма «накатывания» в чистом виде.

Наконец, большую роль в формировании общей структуры играют процессы последующей деформации или раздробления покровов, независимо от способа их начального образования. Многие шарьяжные структуры несут на себе ясные следы длительных и сложных движений, порой охватывающих целые пакеты в основном уже сформированных покровов. Такие осложнения структур наблюдаются, например, в Среднепредальпийском районе (см. рис. V-4). Нередко отмечается и еще более сложное позднее смятие покровов,

когда их нижняя поверхность изгибается в сжатые опрокинутые складки. Подобные структуры известны, в частности, во внешних зонах Восточных Альп и Западных Карпат, где они подтверждены геологической документацией.

ПЛАСТИНООБРАЗНЫЕ ПОКРОВЫ СКАЛЫВАНИЯ И СКОЛЬЖЕНИЯ

Классическим примером тектонических покровов скалывания считаются структуры северо-западной окраины британских каледонид — Шотландского надвигового района. Как известно (Хиллс, 1967; Бубнов, 1960; Тектоника Европы, 1964, с. 87—104; Anderson, Owen, 1968), здесь на кембрийский платформенный чехол, покрывающий породы фундамента — льюисские гнейсы архея и торридонские песчаники протерозоя (иотния), с юго-востока на северо-запад из каледонской геосинклинали очень полого надвинуты глубоко метаморфизованные позднекембрийские образования — мойнские парагнейсы и гранулиты. Тектонический разрыв, ограничивающий снизу пластину мойнских гнейсов, имеет характер плоской, иногда лишь слегка волнистой поверхности, плавно погружающейся к юго-востоку. Кроме основного, Мойнского покрова, местами выделяются промежуточные покровные пластины, сложенные различными породами платформы, в том числе льюисскими гнейсами. Перед фронтом всех этих тектонических единиц располагается широкая зона более крутых небольших надвиговых чешуй, которые образованы сорванными с основания отложениями кембрия. Амплитуда перемещения Мойнского покрова оценивается в 15 км и более.

По мнению многих исследователей, к структурам такого же типа относится значительная часть покровов скандинавских каледонид, шарьированных к юго-востоку на окраину Балтийского щита. Кроме того, здесь присутствуют и другие разновидности покровов (Хольтедаль, 1957; Тектоника Европы, 1964, с. 74—87; Rietz, 1959; Oftedahl, 1966).

Примеры пластинообразных покровов скалывания или скольжения известны также в пределах Альпийского складчатого пояса.

В самих Альпах покровы Гельветид залегают в виде простых слабо изогнутых пластин (рис. V-11). Границы шарьяжей здесь на значительном протяжении совпадают с поверхностями напластования. Как в верхнем из них, Сентисском, так и в нижнем, Мюрченском, представлены по преимуществу меловые отложения с несколько различными фациями. Например, валанжинские известняки, горизонт кремнистых известняков и друзбергские слои нижнего мела в верхнем покрове имеют более значительную мощность. На фоне преобладающего «спокойного», почти горизонтального залегания толщ местами отмечаются довольно узкие опрокинутые к северо-западу складки, а с северо-востока между шарьяжами вклинивается целая серия чешуйчатых структур, известных под общим названием Друзбергских (Helbling, 1938). В них представлены нижнемеловые и юрские отложения, частью залегающие моноклинално (в чешуях Валенштадтер, Чугген и др.), частью значительно деформированные, иногда с образованием сжатых лежачих складок, расколотых на отдельные блоки (чешуя Штралегг). Такие серии или зоны тектонических чешуй довольно характерны для областей развития шарьяжей. Чаще всего они встречаются под покровами сколового типа. Наиболее значительная в Альпах Арозская чешуйчатая зона расположена на границе Пеннид и структур Восточных Альп.

Одним из самых крупных среди шарьяжей сколового типа является Гетский покров Южных Карпат с амплитудой перемещения минимум 30 км (Онческу, 1960; Тектоника Европы, 1964, с. 271—286). Типичным примером выпо-

лаживающихся надвигов является тектонический покров горы Петрос на границе двух внутренних флишевых зон Восточных Карпат — Раховской и Шипотской (Беэр, Бызова и Ломизе, 1965). В этом покрове, переместившемся приблизительно на 10 км с юго-запада на северо-восток, представлена пологозалегающая толща песчаников нижнего мела (баррем — альб) первой из этих зон, а в автохтоне — интенсивно дислоцированные отложения второй из них (баррем? — маастрихт). По гипсометрическому положению нижней границы покрова хорошо фиксирующей полосой раздробленных и перетертых пород с «утесами» и глыбами юрских известняков и эффузивов отчетливо виден переход от субгоризонтального шарьяжа к крутому надвигу как по простиранию структуры, так и вкрест их.

В Балканидах, в Болгарии, наблюдаются небольшие, но выразительные тектонические покровы древних — герцинских или даже байкальских — гранитов, перемещенных по сколовым поверхностям на расстояние 15—20 км на различные толщи палеозоя, мезозоя и эоцена. Они переброшены с юга через Старопланинскую зону из более внутренней — Среднегорской. Аллохтонными гранитами, в частности, сложены вершины гор Ботев и Триглав (Бончев и Каратюлева, 1961; Schmidt, 1960; Schwan, 1961).

В Динаридах покровы, связанные с вышлагаживанием надвиговых зон, представляют довольно обычное явление.

Иногда при наличии серии параллельных надвигов, ориентированных по слоистости почти моноклиально падающей толщи, создаются благоприятные условия для перехода верхней надвиговой чешуи в антиклинально изогнутый тектонический покров или небольшую структуру перекрытия (Белостокский, 1963). Это наблюдается, например, впереди фронта пиндских покровов в моноклиальной гряде Круя — Даити, относящейся к Гавровской зоне (см. рис. V-8). Здесь представлена серия надвиговых чешуй, сложенных известняками мела и эоцена. Все чешуи падают к северо-востоку под углом 30—45°, только верхняя из них, переполая через остальные, антиклинально изгибается и нависает над юго-западным обрывистым краем гряды (рис. V-12). Детальное изучение района показало, что в начале миоцена в прогиб, образовавшийся

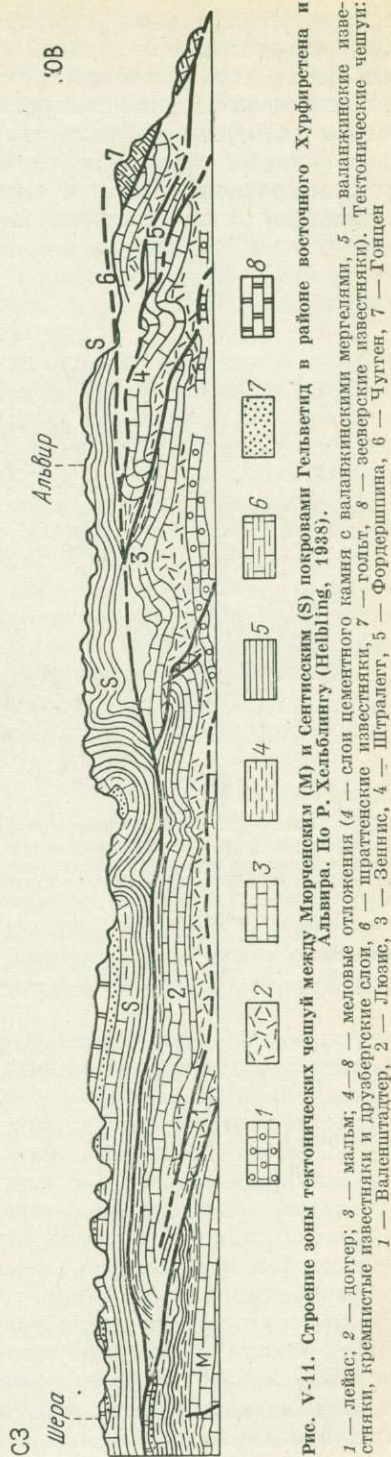


Рис. V-11. Строение зоны тектонических чешуй между Мурченикам (М) и Сентисским (S) покровами Гельветид в районе восточного Хурфирстена и Альбира. По Р. Хельбингу (Helbing, 1938).

1 — лясас; 2 — доггер; 3 — малам; 4—8 — меловые отложения (4 — слои цементного камня с валанжинскими мергелями, 5 — валанжинские известняки, кремнистые известняки и друзаберские слои, 6 — шпраттенские известняки, 7 — голет, 8 — азербейские известняки). Тектонические чешуи: 1 — Валенштадтер, 2 — Люэис, 3 — Зеннис, 4 — Штралегг, 5 — Фордершина, 6 — Чугген, 7 — Гонцен

перед фронтом надвиговой зоны, спускался небольшой покров, который был продолжением верхней чешуи известняков. Возможно, это был даже не покров, а целый ряд разрозненных плоских блоков, откалывавшихся от чешуи известняков в процессе надвигания и оползавших в прогиб под действием собственной тяжести. Эти блоки меловых и эоценовых известняков, или останцы структуры перекрытия, оказались захороненными между ранее дислоцированной толщей олигоцена и молассами среднего миоцена. Молассы ложились на склон известняковой гряды также и в тех местах, где он не был

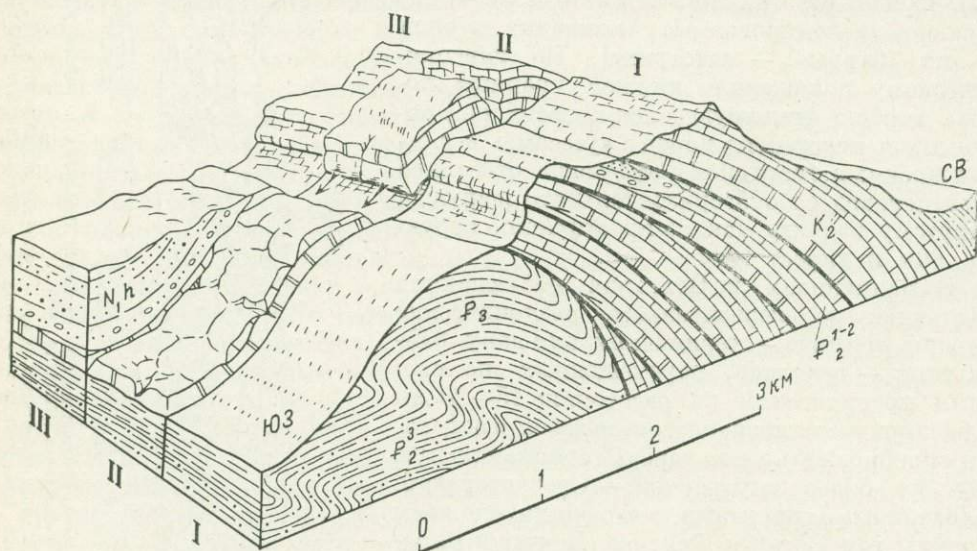


Рис. V-12. Блок-диаграмма структур горы Даити близ г. Тираны. По И. И. Белостоцкому.

Б л о к I: направо — тектонические чешуи горы Даити в современном эрозионном срезе; налево — на юго-западном склоне горы — послеолигоценовая эрозионная поверхность (в современном, деформированном, виде). Б л о к II — механизм образования плоских блоков (небольших покровов), сползавших в миоценовый прогиб. Б л о к III — толща миоценовых отложений на юго-западном склоне горы, покрывающая сползшие блоки меловых и эоценовых известняков. K_2 — известняки верхнего мела, P_2^{1-2} — плитчатые известняки нижнего и среднего эоцена, P_3 — флишевая толща верхнего эоцена, P_2 — глинистый флиш олигоцена, N_1h — молассы гельветского яруса среднего миоцена

перекрыт «переползавшими» фрагментами верхней чешуи. При более поздних движениях миоценовая толща (вместе с подстилающими ее плоскими блоками известняков) была деформирована, а надвиговые перемещения повторились. В результате этого структура юго-западного склона гряды еще более усложнилась.

Описанный случай, даже при небольшой величине тектонических перекрытий (возможно, до 3 км), интересен по своей наглядности. Он позволяет говорить о некоторой аналогии между сериями надвиговых чешуй и каскадами лежащих складок. В обоих случаях создается нагромождение плоских геологических тел перед краем вперед лежащего блока земной коры. Причиной его образования служит горизонтальное движение «горных масс», и если оно не приостановится, когда такое нагромождение уже возникло, то избыточная часть накопившихся материалов «перешагнет через порог» и продвинется дальше в соответствии с физическими особенностями конкретных геологических тел — путем «накатывания» лежащих складок, простого проталкивания верхней надвиговой пластины или соскальзывания ее оторвавшихся фрагментов.

Если в пределах круто надвинутого блока земной коры развиты горизонтальные сколовые трещины, то ограниченные ими пластины могут приобрести способность к боковому шарьяжному перемещению просто потому, что они не встречают впереди «упора». Движение происходит под воздействием тех же сил, которые вызывают общую вергентность структур к периферии складчатой системы.

Наконец, развитие надвигов может приводить к отрыву осадочного чехла или части его пород с последующим продвижением на более низкую структурную ступень под влиянием силы тяжести. Возможно, именно таким путем образовались покровы Юго-Восточного Кавказа (Вассоевич, 1940; Вассоевич и Хаин, 1940; Шарданов и Молчанов, 1954; Воскресенский, 1957; Воскресенский, Хаин и Шурыгин, 1963; Шурыгин, 1967).

Район, где распространены эти покровы, находится на южном крыле мегантиклинория Большого Кавказа близ его границы с Куринской межгорной впадиной. Покровы наблюдаются в пределах Чиатуро-Дибрарской и Кахетино-Вандамской фациально-тектонических зон. Первая из них, расположенная северо-восточнее, до складчатости представляла собой типичный геосинклинальный прогиб и испытывала в течение мезозоя и палеогена непрерывное погружение с накоплением мощных осадочных толщ (с позднего альба эти толщи имели преимущественно флишевый характер). Вторая, более юго-западная, с верхней юры развивалась как геосинклинальное поднятие. Впоследствии на месте Чиатуро-Дибрарской зоны сформировался Ковдагский синклинорий, а на месте Кахетино-Вандамской — несколько положительных и отрицательных складчатых структур первого порядка (Вандамский антиклинорий, Шемахино-Кобыстанский синклинорий и др.). Кроме того, в районе выделяется целый ряд структурных ступеней, граничащих друг с другом по линиям надвигов, крутых разломов или флексур.

Все тектонические покровы района сложены породами Чиатуро-Дибрарской зоны. Один из них — Баскальский, наиболее крупный на Кавказе, переместился в пределы соседней Кахетино-Вандамской зоны и располагается ныне в западной части самой низкой (Гюрдживанской) структурной ступени. Другой сравнительно крупный покров — Астраханский — расположен в пределах самой Чиатуро-Дибрарской зоны, но, по мнению большинства исследователей, испытал в ее пределах перемещение с Бабадагской ступени на более низкую Ковдагскую. Оба покрова и сопровождающие их чешуи двигались в южном или юго-западном направлении.

В Баскальском покрове представлены главным образом верхнемеловые, реже палеогеновые отложения аллохтонных дибрарских фаций, залегающие на породах палеогена (частично неогена) в автохтонных вандамских фациях. Покров представляет собой крупную пластину извилистых очертаний, размером приблизительно 18×12 км по площади и 1000—1200 м толщиной, с отдельными окнами и полуокнами и несколькими большими останцами вблизи его окраины. Он изогнут в две широкие пологие синклинали, разделенные узкой антиклиналью, и нарушен разрывами. Во фронтальной части покрова наблюдается серия надвиговых чешуй и сжатых изоклинальных складок, опрокинутых к югу, в сторону его движения. Складки в аллохтоне имеют вполне самостоятельный характер; дислокации автохтона почти не отражены в них.

Амплитуду перемещения Баскальского покрова И. А. Воскресенский, В. Е. Хаин и А. М. Шурыгин (1963) оценивают в 23—25 км. Местом его отрыва, по данным этих авторов, служит один из участков Ковдагской ступени,

где отсутствует как раз та часть отложений мела и палеогена, которая представлена в покрове. По данным Б. В. Григорьянца и Б. М. Исаева, амплитуда перемещения Баскальского покрова более значительна — порядка 30—35 км.

Астраханский покров сложен породами нижнего и верхнего мела, а в автохтоне под ним представлены обычно верхнемеловые и нередко третичные отложения (вплоть до верхнепонтических). Существование аллохтонной (или параавтохтонной) пластины, мощность которой местами превышает 1200 м, подтверждается буровыми данными, показывающими, что под породами апта и альба здесь залегают верхнемеловые слои, в том числе сенон. Западная часть пластины хорошо обнажена. Покров изогнут в две простые складки: подошва его образует изгибы, подобные этим складкам, но меньшей амплитуды. В несколько измененном виде те же изгибы повторяются в породах автохтона, причем складки в нем, как правило, круче складок аллохтона. На западе хорошо видно центриклинальное замыкание покровной пластины. На юго-востоке и западе из-под основного покрова выходят довольно крупные горизонтальные тектонические чешуи, возможно, представляющие собой остатки самостоятельных покровов, расположенных ниже. С южной стороны Астраханский покров обрамляется серией сорванных чешуй автохтонных пород, двигавшихся перед его фронтом. По мнению И. А. Воскресенского, В. Е. Хайна и А. М. Шурыгина (1963), покров сместился на 8—10 км.

При образовании и перемещении описанных тектонических покровов (как это отмечается многими исследователями) важную роль играло наличие горизонтов высокопластичных отложений.

ПОКРОВЫ СЛОЖНОГО ГЕНЕЗИСА

Примеры покровов сложного характера и генезиса (с участием явлений скалывания и течения или скольжения и течения) довольно многочисленны и разнообразны.

К типичным структурам данной группы может быть отнесен крупный пакет покровов в бассейне р. Деволи в Динаридах (Белостоцкий, 1963, 1967). Для этого пакета характерны большая амплитуда шарьяжей с перекрытием одних фациально-тектонических зон другими, многослойность покровной структуры и более древний возраст пород в вышележащих покровах или чешуях по сравнению с более нижними (рис. V-13). В верхней чешуе представлены юрские гипербазиты зоны Мирдиты с сопровождающими их породами; в промежуточной — флиш зоны Пинда (мел — палеоген), часто подстилаемый известняками турон-сенонского возраста; ниже располагается либо параавтохтон, сложенный породами Гавровской зоны в их нормальной стратиграфической последовательности, либо еще один покров, представленный флишевой толщей эоцена. Не исключено, что это верхи пиндского флиша. Там, где присутствует этот третий, нижний аллохтонный покров, под эоценовым флишем залегают олигоцен Гавровской зоны, очень сильно дислоцированный, а нередко и сорванный с основания, благодаря чему здесь образуются более мелкие структуры покровного типа (субавтохтон). На юге района присутствует еще одна, самая внешняя чешуя, подстилающая другие; она сложена сильно сдавленным и рассланцованным флишем, вероятно, пиндским. Участок, в пределах которого отчетливо выражены шарьяжные перекрытия, имеет довольно значительную площадь — приблизительно 20 × 30 км.

Верхний покров в настоящее время представлен в виде обособившегося «лоскута» — Девольского гипербазитового массива. Этот массив — клипс пло-

перемещался в общем как единая жесткая масса — гигантская тектоническая линза. На внешней окраине Мирдиты, откуда оторвался Девольский офиолитовый лоскут, наблюдается мощная зона милонитизации и дробления пород. В долине р. Деволи (см. правую часть блок-диаграммы на рис. V-13) мощность ее более 500 м.

Комплекс отложений Пиндской зоны, слагающих промежуточный покров (внутреннюю чешую Пиндского покрова), отрывался от подстилающих пород

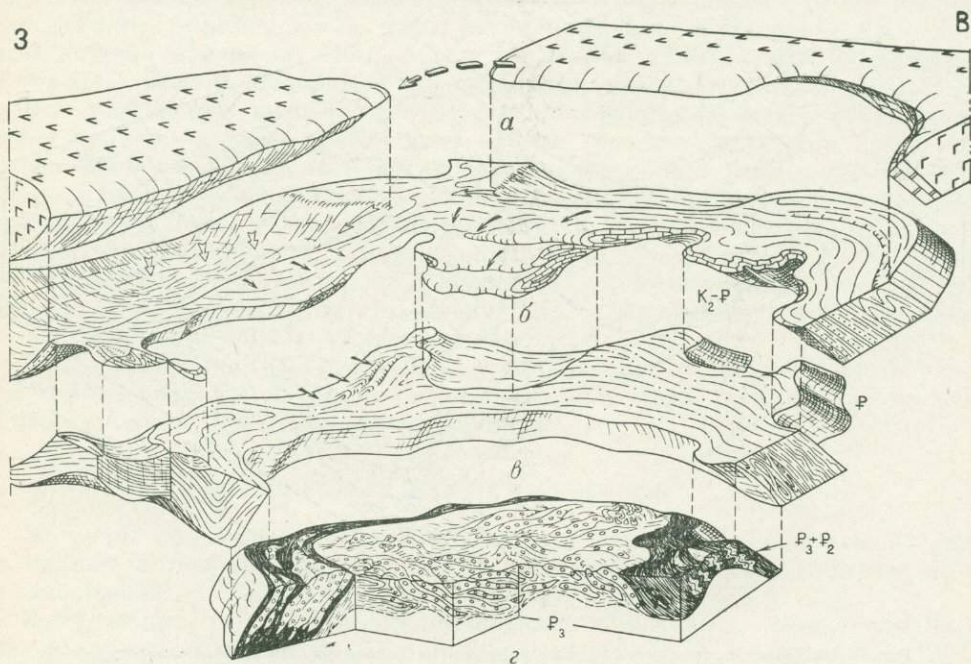


Рис. V-14. Отдельные части Девольского пакета покровов в Моглицкой антиклинали. Бассейн р. Деволи в Динаридах. По И. И. Белостоцкому:

a — **e** — аллохтонные покровы: **a** — верхний (офиолитовый), **б** — промежуточный, **в** — нижний; **г** — «автохтон» (параавтохтон) и зоны меланжа: **P₃** — автохтон и субавтохтонный меланж за счет его пород, **P₃ + P₂** — зона меланжа между субавтохтоном и нижним покровом. Пакет **a** относится к зоне Мирдиты (Субпелагонской); **б** и **в** — к Пиндской, **г** (**P₃**) — к Гавровской фациально-тектоническим зонам

чаще всего по подошве толщи турон-сенонских плитчатых известняков в связи с наличием под ними ослабленного горизонта — «нижнего флиша». Вследствие значительной кремнистости пород известняковая толща служила относительно твердой пластиной, несущей на себе более мягкую, «некомпетентную» флишевую толщу; на позднем этапе развития шарьяжа она скользила также по флишу, но более молодому (эоценовому). Важной особенностью строения этой Пиндской чешуи является широкое развитие сложенных известняками лежащих складок, закономерно опрокинутых на юго-запад, в направлении движения покрова. В районе горы Лениес они образуют мощный каскад.

В вышележащей части того же покрова в пиндском флише отмечаются, как правило, сравнительно простые складчатые дислокации, которые в общих чертах согласуются с залеганием кровли известняковой толщи. На северо-восточном крыле Моглицкой антиклинали наблюдается серия опрокинутых к юго-западу складок (вергентных в направлении общего движения). Здесь же

встречаются отдельные относительно маломощные зоны раздавливания и хаотического перемешивания пород.

Следующий, нижний аллохтонный покров — покров эоценового флиша — отличается от вышележащего более беспорядочной структурой. В нем часто встречаются разнообразно ориентированные обрывки мелких сжатых изоклинальных складок, окруженные массами раздробленных пород того же флиша.

В верхней, относительно мало нарушенной части чешуи преобладают элементы, отвечающие брахиантиклинальной структуре участка. Вблизи Девольского массива эта структура осложнена зоной складок, опрокинутых и надвинутых к юго-востоку, что противоречит направлению движения покровов (см. рис. V-14). По отношению к Девольскому массиву расположение этих складок вполне закономерно: они параллельны его краю и опрокинуты от него. Можно думать, что это связано с процессом вдавливания массива — клиппа в более мягкие подстилающие породы с вытеснением и «расталкиванием» их в стороны. Следы оттока вещества в стороны от Девольского отторженца гипербазитов наблюдаются и в нижележащих зонах меланжа.

Переход к меланжу в нижней части рассматриваемой чешуи совершается постепенно, путем нарастающего раздробления и перемешивания пород (разрушения флишевой толщи). Меланж в свою очередь образует две зоны. Верхняя из них, нередко достигающая 1000 м мощности (иногда более), характеризуется тем, что в ней перемешаны друг с другом породы эоценового флиша из нижнего покрова и отложения олигоцена автохтонного происхождения (аргиллиты с подчиненными плотными известковистыми конгломератами). Нижняя зона целиком сложена породами олигоценовой толщи и выделяется в самостоятельную единицу — субавтохтон. Граница между ними очень нечеткая.

Мощность субавтохтонного меланжа в ядре Моглицкой антиклинали местами достигает 2000 м. Строение его так хаотично, что напоминает загрязненное и плохо промешанное тесто, содержащее «неразшедшиеся» комья муки и всякий мусор. Однако при этом сравнении следует иметь в виду, что величина отдельных «соринок» или «комьев» (блоков) может достигать сотен метров или даже немногих километров.

Линзовидные чешуи или плоские блоки конгломератов мощностью до 100—200 м и длиной до 1,5—2,5 км наползают друг на друга и образуют беспорядочные нагромождения. При этом каждая из них коробится по-своему. Границы этих чешуй в основном совпадают со слоистостью. Только на концах они срезаются наискось к напластованию или резко обрываются, а иногда расщепляются на отдельные пласты, каждый из которых причудливо дислоцируется независимо от другого и в близости от места расщепления теряется в массах окружающих пород. Отдельные оторвавшиеся фрагменты слоев часто образуют рулоноподобные свертки диаметром до 50 м или эллиптические тела со структурой «снежного кома».

Анализ данных о расположении и деформации конгломератовых блоков позволяет наметить наиболее вероятные направления их движения (рис. V-15). Можно говорить по крайней мере о двух таких закономерно повторяющихся направлениях в пределах Моглицкой антиклинали — юго-западном и юго-восточном. Первое из них отвечает общему направлению движения тектонических покровов. Второе может быть связано с оттоком вещества из-под вдавливавшегося Девольского массива.

Одна из конгломератовых чешуй, обнаженных в долине р. Деволи (в северной части ядра брахиантиклинали), характеризуется расщепившимся

западным концом, который деформирован таким образом, как это должно было бы произойти, если бы чешуя перемещалась в западных румбах и встретила здесь препятствие, задержавшее ее дальнейшее продвижение. Южнее отмечается серия чешуй, наслоившихся одна на другую с взаимным расположением, позволяющим предполагать, что верхние из них напозлази на нижние с северо-востока на юго-запад. Это направление перемещения является господствующим на значительной площади. Наиболее восточная чешуя, обнаженная в долине Девольи, характеризуется расщеплением на отдельные пласты не с западной, а с юго-восточной стороны (см. правую сторону рис. V-15). Прихотливые деформации отщепившихся слоев здесь связаны с относительным движением конгломератового блока к юго-востоку. Несколько северо-западнее тот же

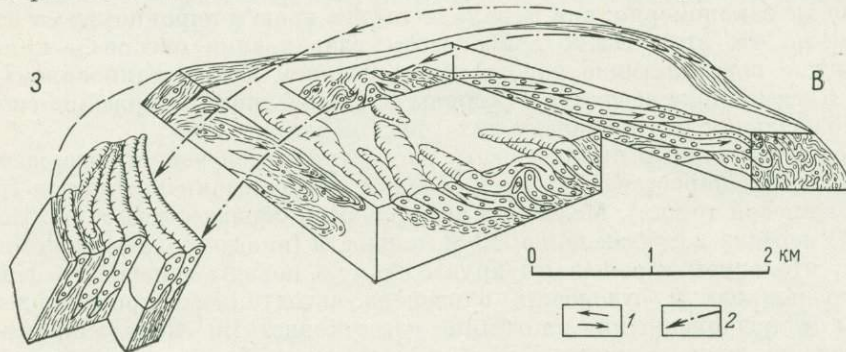


Рис. V-15. Схема движения вещества горных пород под тектоническими покровами в ядре Моглицкой антиклинали. По И. И. Белоостоцкому.

1 — движение конгломератовых блоков и лежащих складок в субавтохтоне (к юго-западу и юго-востоку);
2 — направление вероятного перебарывания конгломератовых чешуй в вышележащей зоне меланжа (под нижним покровом)

плоский блок конгломератов пересекается двумя полого падающими сколовыми трещинами, разделившими его на три чешуи, из которых каждая более северо-западная надвинута на более юго-восточную. Общее движение пород здесь несомненно было направлено на юго-восток.

В более юго-западной части ядра Моглицкой антиклинали наблюдаются сильно сплюснутые и оторванные от корней лежащие антиклинальные складки, сложенные конгломератами, но заключенные среди рыхлого меланжа (см. левую часть центрального блока, рис. V-15). Замки этих складок обращены к юго-востоку, а подвернутые крылья имеют вид лоскутков с рваными концами, вытянутыми в противоположную сторону. Очевидно, что тела конгломератов на этом участке также двигались в юго-восточном направлении.

Таким образом, движение большинства конгломератовых блоков на юго-запад, связанное с прямым воздействием шарьяжа, сочетается в пределах Моглицкой антиклинали с движением многих других таких же блоков на юго-восток. При наличии опрокинутых в эту же сторону складок в нижнем покрове перед краем Девольского массива естественно допустить, что перемещение в этом направлении связано с оттоком вещества в результате вдавливания массива. Тесная пространственная связь и однотипность дислокаций, вызванных движениями обоих направлений, позволяет думать, что процессы перемещения покровов и вдавливания массива могли быть примерно одновременными. Вернее, гравитационное погружение массива могло последовать непосредственно за главной фазой горизонтальных перемещений, пока физическое состояние вещества меланжа не успело существенно измениться.

Необыкновенно интересным с точки зрения структурной геологии представляется мощное скопление конгломератовых блоков-чешуй в верхней зоне меланика (между субавтохтоном и нижним покровом) на юго-западном крыле Моглицкой антиклинали (см. рис. V-15, левый нижний угол). Пять или шесть этих чешуй образуют единый монолитный пакет 500—600 метровой мощности с такой плотной и параллельной «упаковкой», что невозможно заметить каких-либо стыков между ними или несоответствий в залегании отдельных пластов. Все чешуи и пласты в них падают круто на запад-юго-запад. Лишь там, где обнажаются концы этих закономерно расположенных и плотно «спаянных» плоских тектонических блоков, можно их выделить и убедиться, что это не единая мощная толща конгломератов. Каждая из чешуй, мощностью от 50 до 100 м, срезается снизу поверхностью ограничения, ориентированной наискось к слоям конгломератов. Снаружи к «концевым граням» конгломератовых тел прилегают тектонически разрыхленные аргиллиты с обрывками флишевых слоев, создающими плоскопараллельную текстуру течения, которая облекает конгломераты.

Объяснение происхождения описанного пакета чешуй представляет сложную задачу. Наиболее правдоподобным кажется, что условия для образования этого пакета в процессе движения тектонических покровов могли создаваться за счет резкого перепада давления внутри движущихся масс горных пород, испытывающих разрушение и перемешивание. Захваченные полурыхлой массой чешуи конгломератов, оторванные и выжатые из более восточных участков, могли транспортироваться через сводовую часть брахиантиклинали, поступать в пределы этого участка и скользить одна по другой, пока не исчезла разница в давлениях. Величина их перемещения должна была достигать 5—6 км, если не более.

Как видно из сказанного, к числу самых характерных особенностей обстановки структурообразования в ядре Моглицкой брахиантиклинали относится резкое различие в «компетентности» дислоцированных толщ. Одни, более «компетентные» ингредиенты толщ при тектогенезе представляли собой твердые тела, а другие, менее «компетентные» — кашеобразную массу вокруг них. Этим в значительной мере и предопределялось своеобразие наблюдаемых дислокаций. Твердые тела как бы плавали в разрыхленной массе «тектонической в з в е с и» (меланже).

Общая геолого-тектоническая обстановка в Южных Динаридах позволяет говорить о том, что мезозойско-палеогеновый осадочный чехол Пиндской зоны был оторван от фундамента и полностью вытолкнут (вытеснен) шарьяжами офиолитов из области своего накопления. В настоящее время фундамент этой зоны, очевидно, должен находиться под офиолитовым «тараном» Мирдиты.

Расщепление осадочного чехла на тектонические чешуи при таком выталкивании могло возникать путем отрыва толщ по наиболее податливым горизонтам еще на ранних стадиях движения. Чаще всего горизонтом отрыва оказывалась пачка полурыхлых терригенных пород («нижний флиш»), подстилающая турон-сенонские известняки; нижележащая сравнительно маломощная кремнисто-карбонатная толща триаса, юры и нижнего мела во многих случаях, вероятно, оставалась прочно «спаянной» с фундаментом.

В дальнейшем серия дисгармонически отслоившихся пород при продолжающихся деформациях либо реагировала образованием наклонных надвигов, пересекающих ее от нижних горизонтов до верхних, либо сминалась в опрокинутые складки, осложненные сколовыми разрывами в подвернутых крыльях, в результате чего здесь нередко возникало множество чешуй одинакового строения, с повторением всего разреза серии. Любым из этих способов могли

образоваться и более мелкие чешуи, которые сложены только частью пород отслоившейся серии (внешняя чешуя Девольского пакета и, по всей вероятности, нижний покров в тектоническом окне Моглицкой антиклинали). Кроме того, в некоторых частях Девольского пакета шарьяжей развивались отчетливо выраженные складки пластического течения — элементы покровов первого рода.

О ПРИРОДЕ ПЕННИНСКИХ ПОКРОВОВ АЛЬП

Особый интерес представляет вопрос о природе Пеннинских покровов Альп (рис. V-16). Уже упоминалось, что для Пеннид характерно участие и мезозойского чехла, и древнего фундамента в образовании шарьяжей, причем отдельные покровы имеют вид сжатых лежачих складок. Объяснение структуры этой области составляет одну из труднейших загадок альпийской тектоники.

Самая удивительная структурная картина наблюдается в нижней группе пеннинских покровов, обнажающихся в Симплоне-Тессинском районе в Центральных Альпах, где оси складок испытывают значительное воздымание, благодаря чему здесь обнажены наиболее глубокие горизонты складчатого сооружения. Это район так называемой «Тессинской кульминации».

Покровы Симплоне-Тессинского района давно привлекали к себе внимание и хорошо изучены по линии Симплонского туннеля и во множестве глубоких ущелий Восточной Швейцарии (Граубюндена). Различные домезозойские кристаллические породы, приобретшие повышенную пластичность в альпийское время, — парагнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и ортогнейсы (главным образом аплитовые гранито-гнейсы) — залегают более или менее согласными пластинами среди мезозойских отложений, представленных в основном «блестящими» сланцами. Между гнейсовыми пластинами и блестящими сланцами нередко присутствуют триасовые мраморы. Некоторые тела кристаллических пород очень тонки, например, дигитации покрова Лебендюн-гнейса и фронтальная часть покрова Монте-Леоне, делящаяся на две дигитации — Гантер-гнейс и Айстен-гнейс. Еще более тонки «прокладки» мезозойских пород между ними, имеющие вид чрезвычайно сплюснутых лежачих или перевернутых синклиналей, обращенных замками к юго-востоку. Ясно выраженная параллельная текстура кристаллических пород, согласующаяся с ориентировкой контактов, свидетельствует о совместной деформации гнейсовых тел и их мезозойской «оболочки».

В прежних работах по геологии Альп гнейсовые тела безоговорочно рассматривались как ядра лежачих антиклинальных складок с породами мезозоя на крыльях (Argand, 1911; Heim, 1919—1921). К числу авторов, попытавшихся дать иное истолкование структур Пеннид, относится С. Бубнов (1960). По его мнению, здесь представлены не настоящие гнейсовые антиклинали, а тела, образованные путем вклинивания или внедрения пластического материала в серию отложений, облекающих растущий гнейсовый купол. Образуемые этим материалом выступы постепенно вытягивались, могли опрокидываться и нагромождаться друг над другом в виде пакета покровов, причем смятая ими осадочная серия образовала «прокладки» с параллельным расположением слоев. На основании изучения петротектоники гнейсов можно считать их повторно гранитизированными или испытывшими палингенезис и внедренными в мезозойскую толщу, пережившую одновременно с деформациями низкотемпературный метаморфизм с образованием филлитов и зеленых сланцев.

В результате всех этих процессов сформировался сложный гнейсовый купол, на северо-западной периферии которого отдельные пластины кристал-

лических пород погрузились в расположенную впереди синклиналь, где развиты мощные толщи блестящих сланцев. В ходе формирования этого купола движение отдельных пластин продолжалось, по-видимому, и после застывания пород, подвергшихся расплавлению, так как в них отчетливо выражены черты структуры, связанные с реакцией уже застывшей массы на механические воздействия. Параллельная текстура амлитовых гнейсов на глубине становится все менее ясной, а в самом глубоком ядре, так называемом Антигориогнейсе, появляются однородные граниты без ориентированной текстуры. Вместе с тем здесь обнаруживается метаморфизм, усиливающийся с глубиной и являющийся посттектоническим; его связывают с молодыми гранодиоритовыми интрузиями Альп.

Таким образом, по С. Бубнову, нагромождение нижних пеннинских покровов в Тессинской кульминации довольно близко по своему характеру к обычным гнейсовым куполам, формирующимся в глубоких зонах земной коры приблизительно на уровне «фронта мигматизации».

Эти или близкие к ним представления о природе пеннинских покровов в настоящее время разделяются многими исследователями (Жинью, 1952; Ситтер, 1960; Белоусов, 1962). По данным Э. Венка и Ф. Тромсдорфа (Tromsdorf, Wenk, 1965), в гнейсах Антигорио хорошо выражена линейность, обладающая постоянной ориентировкой на обширной площади. Оси складок в гнейсах совпадают с осями складок в окру-

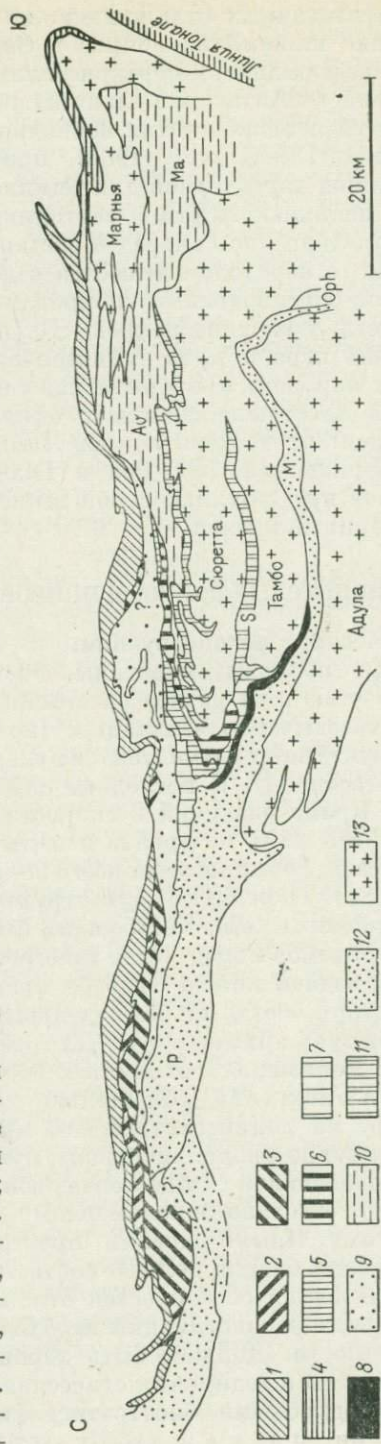


Рис. V-16. Пеннинские покровы Граубюндена, Восточная Швейцария. По Ф. Штрейфу (Streiff, 1962).

1 — покров Платта — Ароза (морские отложения юры, мела, серпентиниты, сланцы; в подчиненных количествах — породы триаса и пр.); 2 — покров Зульфилю (главным образом отложения верхней юры, верхнего мела и палеоцена); 3 — покров Фалькнис (породы нижней юры, мела, палеоцена и нижнего эоцена, в небольших количествах — триаса и средней юры); 4 — цепун Фексер (отложения триаса и юры); 5 — 8 — покровы Шама: 5 — Черра (верхний триас, верхняя юра, мел), 6 — Кальберг (средний триас), 7 — Гельсхорн (верхний триас, юра и мел), 8 — Аройские чешуи (триас, нижняя юра, а также отложения неустоявшегося возраста); 9 — флишский покров Аблич (маастрихт — нижний эоцен); 10 — 11 — осадочная обложка покровов Сюрретта и Тамбо: 10 — юрско-меловые блестящие сланцы и офиолиты, 11 — отложения триаса; 12 — обложка нижнепеннинских покровов и Рейско-Дунайский флишский пояс (главным образом породы юры и мела — флиш, блестящие сланцы, отчасти офиолиты — Ори); 13 — кристаллические «ядро» — породы фундамента покровов Марнья, Сюрретта, Тамбо и Адула (последний покров относится к нижнепеннинской группе). P — Претина усское полуостров, Av — Аврса, Ma — серпентиниты Маленчо (Маленчо), S — «синклиналь» Шпюлен, M — «синклиналь» Мезоко (Мезоко)

жающих метаморфизованных отложениях, из чего авторы делают вывод, что породы, слагающие нижний из покровов Симплонио-Тессинской группы, претерпели сильную деформацию и перекристаллизацию в альпийское время. Однако местами в гнейсах Антигорио альпийский метаморфизм проявился слабо; здесь отмечаются уцелевшие остатки первичной текстуры.

Ф. Элленберже (Ellenberger, 1965), признавая альпийскую синтетектоническую гранитизацию характерной для Симплонио-Тессинского района, считает, что в целом для пеннинского стиля тектоники типичны покровы скальвания, чешуи которых продвигались вперед в обстановке прогрессирующего с глубиной метаморфизма, с переходом вещества отдельных зон в текучее состояние.

Над нижними (симплонскими) покровами — обычно над их мезозойской оболочкой — залегают верхние покровы Пеннид, в строении которых местами существенную роль играют кристаллические сланцы и парагнейсы палеозоя, главным образом карбона, и прорывающие их гранитоиды. Широко развиты в этой области и блестящие сланцы с офиолитами. К верхним пеннинским покровам относятся: на востоке покров Тамбо, Сюретта и Марнья (Маргна), на западе Сен-Бернарский, Мон-Роз и Гран-Парадизо (см. рис. V-1). Ядра всех этих покровов представляют собой такие же гранито-гнейсовые тела, как и симплонская серия покровов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОКРОВНОЙ ТЕКТОНИКИ

Палинспастические реконструкции. В процессе шарьяжеобразования отдельные частные покровы, пластины, лоскуты или чешуи перемещаются с различной скоростью и на разное расстояние. В результате этого в конечном итоге создается чрезвычайно запутанное (по отношению к первоначальному) расположение структурных элементов с их «перебрасыванием» друг через друга, а иногда и «перетасовкой». В последнем случае некоторые блоки как бы меняются местами. Кроме различий в скорости и величине перемещения может сказываться и то, что часть материала испытывала горизонтальное скольжение еще до основной фазы формирования всего покровного комплекса или, наоборот, позже. Это еще более усложняет общую структуру и затрудняет задачу, которая возникает перед геологом: выяснить, каким было исходное относительное положение отдельных объемов пород, ныне залегающих в разных блоках.

Решение этой задачи можно было бы сравнить с тем, что приходится выполнять реставратору, когда он по отдельным деталям разрушенного здания воссоздает его былую архитектуру. Для геолога такими «архитектурными деталями» служат меняющиеся от места к месту особенности строения толщ — фации и мощности отложений (обязательно при хорошем обосновании их возраста). Например, на палинспастическом профиле, ориентированном вкрест простираения структурно-фациальной зоны, нужно расположить каждый отдельный фрагмент первоначально существовавшей стратиграфической серии таким образом, чтобы это отвечало закономерному изменению ее разреза от одного края зоны к другому. Иными словами, пространственный ряд «возвращенных» в исходное положение блоков должен соответствовать параметрическому ряду закономерно меняющихся особенностей отложений. Естественно, что для выполнения такого рода реконструкций необходима очень высокая степень геологической изученности. Должны быть хорошо известны не только сами покровные структуры, но и седиментологическая характеристика представленных в них толщ, с подробными биостратиграфическими, литолого-фациальными и прочими данными по каждому отдельному фрагменту.

К числу наиболее достоверных реконструкций рассматриваемого типа относятся предложенные Р. Трюмпи (Trümpy, 1969, 1971) палинспастические разрезы Гельветского комплекса в Швейцарских Альпах, в частности разрез через район Глёрниш — Хаусшток (рис. V-17). На приводимом рисунке выделяется три крупных участка. Первый — автохтонный — на палинспастическом профиле оказывается слева, тогда как на геологическом разрезе, передающем современную структуру, он находится справа. Это значит, что он первоначально занимал наиболее внешнее, северо-западное положение, но в процессе шарьяжеобразования большинство гельветских покровов было переброшено через него. Средний участок находился сравнительно недалеко к юго-востоку от первого, а ныне оказался приблизительно на таком же расстоянии к северо-западу от него, в виде Аксенского (Осего), Мюрченского и других покровов. Некоторая часть его пород сохранилась в отторженцах над автохтонным Аарским массивом. Наиболее удаленный от платформы юго-восточный участок (правая часть нижнего профиля) ныне представлен во фронтальных элементах Гельветид, на границе с субальпийскими молассами (левая часть верхнего профиля). Амплитуда перемещения Аксенского покрова по отношению к автохтонному Аарскому массиву составляет приблизительно 35 км, а наиболее дальний гельветский покров — Рёдертен перемещен на 55 км*.

Чтобы получить достаточно полное представление о характере движения материалов в процессе шарьяжеобразования, необходимо учитывать и детали. Каждый из упомянутых участков был разделен на целую серию блоков, двигавшихся более или менее независимо друг от друга. Предполагается, что еще в олигоцене флишевые толщи всех трех участков испытали скользящие к северо-западу, в результате чего на автохтонный флиш легла сорванная — субавтохтонная флишевая чешуя (NFL), а над ней и далее к северо-западу расположился параавтохтонный флиш среднего участка (NFU). Флишевая серия наиболее дальнего происхождения, первоначально тяготевшая к Тавечскому массиву, в результате как ранних, так и завершающих (миоценовых) перемещений попала во фронтальную часть покровного сооружения и образовала вместе с обрывками подстилающей верхнемеловой толщи чешуйчатую зону Отшельник (E). Сам Тавечский массив прижался вплотную к Аарскому. Находившийся между ними небольшой изолированный блок мезозойских отложений и пород кристаллического фундамента (SH) был оттеснен и выдавлен вперед — на юрские и меловые отложения автохтона, где представлен в виде так называемых Субгельветских чешуй. Различные блоки среднего участка — Гларусский, Мюрченский, Аксенский и Бахшток (G, M, A, B), пройдя над Аарским массивом, разместились в виде серии покровов к северо-западу от него. При этом каждый блок, первоначально занимавший более тыловое положение, оказался выше и продвинулся дальше того, который сначала располагался впереди. Исключения представляют лишь крайний южный и крайний северо-западный фрагменты: первый из них отстал от других (блок Хаусштока), а второй (Wa) испытал перемещение во фронтальную часть всей Гельветской зоны, попав в окружение пород некогда самого внутреннего участка. В пределах последнего произошла «перетасовка». Его бывший внешний блок — Виггис (Wi) превратился во внутреннюю дигитацию прифронтального Друзбергского комплекса, а лежавший позади блок Рёдертен (Ra) стал внешней дигитацией, причем оба

* Первичные отношения разных участков Гельветской зоны в общих чертах были выяснены еще работами Ари. Гейма (Heim, 1921).

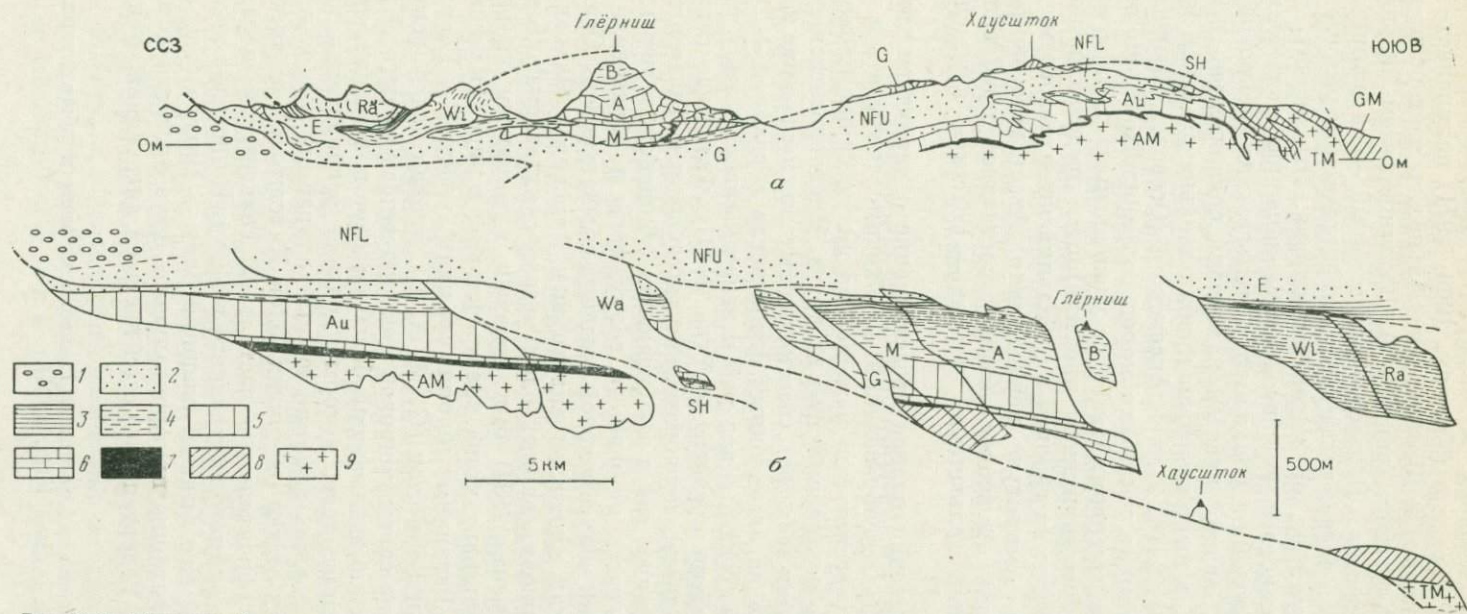


Рис. V-17. Поперечный разрез современных структур (а) и палинастическая реконструкция (в той же плоскости) части Гельветской зоны (б) в Центральных Гларусских Альпах. По Р. Трюмпи (Trümpy, 1971).

1 — молассы (средний и верхний олигоцен); 2 — флиш эоцена и нижнего олигоцена; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел и мел нерасчлененный; 5 — верхняя юра (местами юрские отложения нерасчлененные); 6 — нижняя и средняя юра; 7 — триас; 8 — серия Веррукано (низы триаса и, возможно, верхние горизонты перми); 9 — кристаллический фундамент.
 E — чешуйчатая зона Отшельник (Эйнзидлер); Ra — Wi — Друзбергский покров (Ra — единица Рёдerten, Wi — единица Виггис); B — покров Бахшток; A — Аксенский, M — Мюрченский, G — Гларусский покров; SH — Субгельветские чешуи; NFL — нижняя сорванная чешуя северогельветского флиша; NFU — верхняя покровная единица северогельветского флиша (параавтохтон); Au — осадочная серия автохтонного участка (Аарского массива); AM — Аарский массив (фундамент); TM — Тавечский массив; GM — Готардский массив

они надвинулись на чешуйчатую зону Отшельник, породы которой ранее предполагались над тем и другим блоком.

Приведенный пример показывает, насколько точное и детальное изучение геологии района должно быть проведено, чтобы можно было выполнить обобщенные палинспастические реконструкции в областях покровной тектоники.

Для оценки расстояний между отдельными сохранившимися фрагментами могут быть использованы данные о том, как быстро в их собственных пределах в том или ином направлении меняются параметры строения толщ (например, на сколько метров увеличивается или уменьшается мощность какой-либо пачки слоев в этом направлении на расстоянии 1 км). Выяснив в нескольких сечениях исходное расположение структурно-фациальных зон, представленных в шарьяжах, можно построить и плановую палинспастическую схему всей области покровной тектоники.

Мощность покровов (толщина отдельных шарьяжных пластин) обычно невелика — порядка 1—2 км; местами она уменьшается до 250—500 м или увеличивается до 3—4 км. Мощность пакета покровов составляет, как правило, несколько километров. В частности, Симплено-Тессинский пакет пеннинских покровов в Альпах достигает 7—8 км мощности. Мощность Девольского пакета покровов в Динаридах приближается к 6 км. Однако нередко на участках увеличенной мощности верхних покровов нижние пережимаются, а там, где нижние утолщены, верхние становятся тоньше, и, таким образом, общая высота нагромождения шарьяжей оказывается меньшей, чем можно было бы ожидать.

Глубина, на которой происходит движение шарьяжей, поддается приблизительному определению по различным данным. Во фронтальной части покрова первоначальную глубину положения его подошвы можно оценить по мощности сорванных и вытесненных им отложений. Сама толщина покровов и целых пакетов их также позволяет судить о глубинах, где формировались эти структуры. При этом должна учитываться вероятная мощность эродированной части покровного сооружения. Если она оценивается в 2—2,5 км (а во многих случаях она, очевидно, значительно больше), то представляется реальным формирование нижних частей некоторых покровных пакетов на глубине приблизительно 10 км. Правда, оценка глубинности шарьяжеобразования в значительной мере зависит от точки зрения исследователя на самую сущность этого процесса. Так, если полагать, что нижние покровы в мощном пакете были пассивными, когда на них нагромождались верхние, то глубину их залегания (до эрозии) нельзя было бы считать отражающей глубину формирования шарьяжей. Но есть и другие (петрографические и петротектонические) данные, позволяющие судить о большой глубине заложения некоторых покровов. Это относится, в частности, к шарьяжам Нижне-Пеннинской группы, которые зарождались, вероятно, на уровне фронта мигматизации, т. е. на глубинах не менее 15 км.

Очень характерное и распространенное явление в районах развития шарьяжей представляет нагромождение крутопадающих чешуй автохтонных или параавтохтонных пород перед фронтом покрова и крутое падение его лобовой части. Крутое залегание слоев и поверхностей разрывов на внешней окраине тектонических покровов часто создает неправильное представление о действительных структурах. На первый взгляд может показаться, что здесь представлены обычные крутые надвиги или взбросы. Это затрудняет выявление шарьяжных перекрытий в тех случаях, когда глубина эрозии невелика.

Существование покровов в подобных случаях устанавливается по совокупности различных данных: геофизических, данных бурения (с изучением комплексов фауны, содержащейся в породах) и т. д. Иногда субгоризонтальную нижнюю поверхность той или иной покровной чешуи удается увидеть в отдельных глубоко врезанных ущельях. Не последнюю роль играет изучение всякого рода необычных структурных явлений — зон меланжа, экзотических утесов и пр. Например, в Динаридах (Белостокский, 1964) целые гирлянды небольших клиппов, сложенных известняками триаса, прослеживаются на многие десятки километров вдоль внешней, юго-западной границы зоны Мирдиты (см. рис. V-13, правая часть блок-диаграммы). Возможным признаком присутствия шарьяжей являются извилистые очертания тектонических контактов, даже если установлена их значительная крутизна.

Из сказанного никоим образом не следует, что всякий крутой надвиг или взброс нужно считать выполаживающимся на глубине и обязательно выскивать шарьяжи там, где не видно никаких реальных признаков их существования. Наоборот, при выделении тектонических покровов необходимо проявить максимум вдумчивости и осторожности. Следует помнить, что обратное явление — переход пологого разрыва, наблюдаемого у поверхности, в крутой разрыв на глубине — может быть распространено не менее широко.

Часто тектонический покров, сложенный достаточно жесткими и тяжелыми породами, залегает глубже, чем вытесненный им материал, т. е. его подошва расположена ниже того уровня, на котором находилось их нагромождение перед фронтом шарьяжа. Вытесненный материал мог быть полностью уничтожен эрозией, тогда как сам покров сохранился. Этим объясняется тот факт, что нагромождения чешуй автохтонных или параавтохтонных отложений и мощные зоны меланжа далеко не всегда обрамляют фронт аллохтона. Разрыхленный материал, который мог бы нагромождаться на поверхности перед фронтом шарьяжа в процессе его движения, во многих случаях, вероятно, сразу же сносится наземной денудацией или морскими течениями, мутьевыми потоками и т. п.

Если тектонический покров подвергался глубокому размыву, его нижняя приблизительно горизонтальная поверхность бывает обнажена на широкой площади. Однако и в этих случаях расшифровка истинного характера структуры часто представляет нелегкую задачу, что связано с недостаточной обнаженностью пород, хаотичностью структур меланжа, наличием осложнений, вызванных последующими гравитационными перемещениями (в том числе современными оползнями), и с неровностью подошвы покрова. Поверхность базального стесывания почти никогда не бывает гладкой. В большинстве случаев она сильно иззубрена, с многочисленными «заусенцами» или «занозами», вдающимися на десятки метров в породы нижележащего покрова или автохтона, со следами отщепления или обламывания отдельных глыб (рис. V-18). Иногда хорошо видно, как подстилающие пластичные породы, захватившие аллохтонные глыбы и образующие меланж, проникают по всякого рода трещинам в выступы аллохтона, обволакивая их отдельные части, готовые отвалиться при дальнейшем продвижении шарьяжа.

Исключительно большое значение при формировании тектонических покровов имеют горизонты отслоения, сложенные наиболее пластичными породами и благодаря этому играющие роль «смазки», облегчающей движение. Хорошо известен пример Альп, где гельветские покровы «отклеивались» от основания особенно часто по подошве мезозоя — горизонту гипсоносных отложений триаса, а также по некоторым горизонтам наиболее

податливых мергелей и глин юры и мела. При этом отмечается такая закономерность: по более пластичным горизонтам подошва покровов следует на большое расстояние параллельно слоистости, тогда как пачки более жестких пород пересекаются поверхностью отрыва под сравнительно большим углом к поверхностям напластования (Ситтер, 1960; Руженцев, Белов, 1973). Сходные отношения наблюдаются и во многих других областях развития покровов.

Описанный А. Н. Наумовым (1962) на западной периферии Верхоянского антиклинория тектонический покров палеозойских пород, залегающий на отложениях нижнего мела Приверхоанского краевого прогиба у подножья хребта Орулган, также характеризуется присутствием горизонта пластичных пород в основании. Таким горизонтом здесь служит пачка слоев верхнего девона существенно ангидритового состава. Из надвинутой внешней окраины

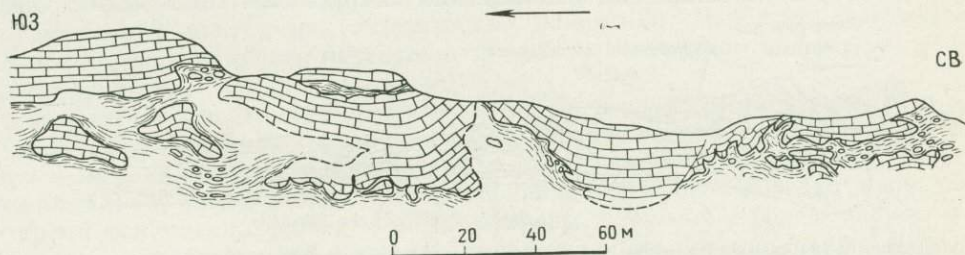


Рис. V-18. Зазубренная подошва покрова триасовых известняков, залегающего на параавтохтонном пиндском флише верхов мела — палеогена. Низовья р. Мати, близ Милоги, в Динаридах. Стрелкой показано направление движения покрова.

антиклинория (из зоны крутого Орулганского надвига) по горизонту ангидритов была оторвана от «корней» мощная толща отложений палеозоя, главным образом карбона, которая переместилась в прилегающую часть прогиба, образовав впереди надвиговой зоны покров до 10—12 км шириной и до 45—50 км длиной (вдоль фронта надвига).

Большое структурно-геологическое значение имеют процессы перетекания вещества, происходящие в горизонтах пластичных пород, по которым происходит отслоение. В результате движения пластичных пород (чаще всего глин) этих горизонтов нередко формируются типичные структуры нагнетания. Материал перетекает в своды растущих антиклиналей и в различные другие участки, где в связи с перемещением жестких блоков и общей перестройкой геодинамической обстановки образовались своего рода «зоны пониженного давления» рядом с участками, где оно резко возросло (Белоусов, 1956; Воскресенский и др., 1963; Белостоцкий, 1963, 1967).

Время формирования покрова лежит в пределах между возрастом наиболее молодых пород, которые ими перекрыты или входят в его состав, и возрастом наиболее древних осадков неавтохтона. Однако во многих случаях интервал между верхней и нижней возрастными границами может оказаться слишком растянутым — намного продолжительнее, чем время фактического движения покрова. При конседиментационном покровообразовании, когда фронтальные части шарьяжей спускались в бассейны седиментации, их возраст фиксируется очень точно по стратиграфическим данным о подстилающих и покрывающих отложениях. Одним из самых ярких примеров этого служит захороненный в молассах краевого прогиба Предрифский покров альпид Северной Африки (рис. V-19). Впереди фронта покрова отмечается

стратиграфически эквивалентный ему горизонт, переполненный его обломками. Это горизонт тех хаотических несортированных материалов, которые описываются как дикий флиш, олистостромы, олистолиты и т. п. (см. гл. VI). Он является превосходным индикатором движений, формирующих шарьяжи.

Нужно иметь в виду, что весьма определенная и сжатая во времени датировка покровообразования на южной окраине Телль-Рифа относится только к главной фазе этого процесса, закончившейся в нижнем миоцене. Впоследствии покров скользил по упомянутому горизонту (по своим собственным обломкам), что продолжалось вплоть до верхнего миоцена («Тектоника Европы», 1964, с. 339—345). Если к сказанному добавить, что первые интенсивные складчатые движения, сопровождающиеся надвигами (в том числе надвигание Кабило-Рифской интрагеоантиклинали на Телльский интрагеосинклинальный прогиб),



Рис. V-19. Взаимоотношения пород Предрифского тектонического покрова с миоценовыми отложениями Южнорифского краевого прогиба. По Ю. Шуберу

относятся к концу эоцена, то в общем процесс образования складчато-шарьяжных структур Телль-Рифской системы предстанет перед нами как достаточно длительный.

То же самое относится к Апеннинам, Альпам, Карпатам, Динаридам и другим областям, где наблюдаются эти структуры. Можно говорить о косвенных признаках того, что первые движения покровов Западных Альп происходили еще в конце мела, так как многие исследователи считают фации дикого флиша Ультрательветской зоны и некоторых флишевых толщ Пеннид образованиями такого же рода, как и хаотические материалы перед фронтом Предрифского покрова. Предполагается, что они фиксируют первые движения зарождающихся шарьяжей внутренних зон Альп, являясь продуктами обрушения, попавшими во флиш, который позднее сам образовал покровы, шарьярованные на внешние зоны. Важная фаза движений альпийских шарьяжей, очевидно, имела место в конце эоцена и в олигоцене. Но и в более позднее время происходило еще значительное скольжение целых пакетов покровов (включая дальние), в результате чего они перекрыли предальпийскую молассу верхнего олигоцене и нижнего миоцена.

Почти те же исторические вехи намечаются и для Динарид: первые проблематические признаки покровообразования во внутренних зонах — в меловое время, основные движения крупнейших покровов — на рубеже эоцена и олигоцене, дополнительные большие перемещения — в конце олигоцене, заключительные гравитационные сползания — перед гельветом.

Во внутренних зонах Карпат, как и в Восточных Альпах, шарьяжи возникли в позднем меду. Покровы миогеосинклинальных флишевых зон Западных и Восточных Карпат, сложенные породами палеогена, образовались в неогеновое время; они перекрывают миоценовую молассу Предкарпатского краевого прогиба (местами до 30—40 км вкост простирания).

Итак, процесс формирования шарьяжей представляется в большинстве случаев длительным и неравномерным; в нем могут быть выделены сравнительно короткие фазы, во время которых происходили крупные перемещения.

Исходя из амплитуды шарьяжей и продолжительности фаз их перемещения, можно оценить темп их движений. Попытка такой оценки была, в частности, предпринята Д. Андрусовым (Andrusov, 1965) для Субататрских покровов Западных Карпат. Принимая время их формирования в пределах от 4 до 15 млн. лет (что соответствует промежутку от турона до коньяка — сантона) и считая амплитуду их перемещения равной 80—90 км, он получил скорость движения от 6 до 12 мм в год. Близкие к этим цифры получены при ориентировочном расчете скорости транспортировки шарьяжей в Динаридах. Эта скорость не так уж велика. Приблизительно в том же темпе происходят современные движения некоторых блоков земной коры, о чем свидетельствуют данные повторных геодезических измерений. Вероятно, фактическая скорость в фазы наиболее интенсивных подвижек покровов может быть значительно большей.

Распределение покровов в пространстве и времени. Образование покровов теснейшим образом связано со складкообразованием в геосинклиналях и приурочено к эпохе наиболее интенсивных фаз геосинклинальной складчатости. Первые подвижки покровов нередко происходят во время накопления флиша. Иногда покровы, сложенные более ранним флишем, спускаются в прогибы, где накапливается более поздний флиш. При этом обычно движение бывает направлено от внутренних зон геосинклинальной системы к внешним. Наиболее крупные горизонтальные перемещения покровов, как правило, имеют место в фазу главной перестройки (инверсии) тектонического режима, что отвечает переходу от флишевого осадконакопления к моласовому (включая внешние зоны). Во многих случаях движения этой фазы оказываются важнейшими, а иногда единственными, определяющими образование шарьяжей.

Пространственно покровы чаще всего приурочены к границе внутренних и внешних зон складчатых систем или к границе последних с передовыми прогибами. Некоторые исследователи (Brunn, 1961) считают, что максимального развития шарьяжи достигают на выпуклой стороне складчатых дуг. В целом, независимо от возраста складчатости, области наиболее яркого проявления шарьяжной тектоники, как правило, обнаруживают значительное сходство с Альпами не только самим присутствием тектонических покровов, но и другими характерными чертами: четким делением на внутренние и внешние зоны, выдержанной вергентностью от первых ко вторым, продвижением волны тектонической активности в ту же сторону и т. д.

Проблема происхождения тектонических покровов до сих пор остается по существу нерешенной. Можно говорить лишь о различных точках зрения и гипотезах, высказанных по этому поводу.

Напомним, что классическая концепция альпийских шарьяжей в ее первоначальном виде была тесно связана с теорией контракции; предполагалось сближение континентальных или платформенных массивов и формирование складчатых «цепей» как результат общего сжатия Земли (Э. Зюсс, Альб. Гейм, Э. Арган, Л. Кобер и др.). Позднее было выдвинуто мобилистическое представление о «плавающих материках», из этого представления исходил, в частности, Р. Штауб, объясняя тектонику Альп с их покровами. Затем появилось учение о конвекционных токах в мантии, которое также привлекается для объяснения строения складчатых зон, где присутствуют шарьяжи (О. Ам-

ферер, Э. Краус и др.); при этом покровы трактуются как оставшиеся на месте приповерхностные пластины вещества литосферы, под которые подползали ее соседние участки, «заглатываемые» нисходящим потоком мантийного вещества. Дальнейшим развитием мобилизма и идеи конвекции в мантии в известной мере можно считать современную концепцию тектоники плит литосферы (Р. Дитц, Г. Г. Хесс, Дж. Т. Вильсон, К. Ле Пишон, Дж. Ф. Дьюи и др.).

Отдельные исследователи допускают, что в осевых зонах дивергентных складчатых поясов происходят процессы расширения земной коры, с которыми сопряжены процессы сжатия в более внешних частях пояса, и это служит причиной образования покровов. Допускают также влияние крупнейших продольных сдвигов, которые на участках искривлений складчатых зон (в плане) должны трансформироваться в надвиги и шарьяжи (Brunn, 1961). Наконец, многие ученые в самые различные годы при объяснении генезиса тектонических покровов придерживались концепции гравитационного тектогенеза в том или ином из ее вариантов.

Обычно, говоря о гравитационном происхождении покровов, имеют в виду соскальзывание горных пород под влиянием их собственного веса со склона растущего геоантиклинального поднятия, причем подразумевается одновременный рост поднятия и вверх, и в стороны. Нередко говорят о мигрирующей волне поднятий, а некоторые исследователи предполагают целую «клавиатуру» блоков или антиклиналей, поднимающихся друг за другом в определенной последовательности (Дж. Мерла, А. Сегре, Л. Тревизан и др.).

Р. В. ван Беммелен считает, что с крупных поднятий — ундаций, вызванных физико-химическими процессами в мантии, иногда соскальзывают только породы осадочного чехла, иногда породы чехла и верхней части кристаллического цоколя, а иногда и вся земная кора. В последнем случае растекается в стороны и сам астенолит, т. е. скопление легких сиалических веществ, вызвавшее ундацию, что, по мнению этого автора, может объяснить перемещение покровов на очень большое расстояние.

Многие авторы, независимо от своих воззрений на происхождение сил, порождающих шарьяжи, придают большое значение структурной ступенчатости с общим понижением «тектонической лестницы» к периферии складчатой области. Отсутствие «упоров» с внешней стороны каждой ступени (в ее верхних горизонтах) должно способствовать развитию горизонтальных сколов с надвиговыми перемещениями тем более, что к границам ступеней приурочен максимальный градиент гравитационных усилий.

Итак, покровы первоначально образуются в результате горизонтального сжатия, так или иначе возникающего в земной коре, после чего может иметь место гравитационное скольжение уже возникших покровов.

В 1 гл. говорилось о ряде факторов, способствующих гравитационному течению покровов по очень пологим уклонам, в частности о таких, как водонасыщенность пород, длительность геологического времени и приуроченность движения не к одной поверхности, а к более широкой зоне. Влияние этих факторов в последние годы освещалось также другими исследователями (Kehle, 1970).

Некоторые механические проблемы, связанные с покровообразованием (роль давления поровых вод как фактора, облегчающего движение горных пород по горизонтальным сколовым трещинам; влияние геостатического давления и т. д.), рассмотрены в работах И. К. Хабберта, В. В. Руби (Habbert, Rubey, 1959) и некоторых других авторов (Беляков, 1968) и требуют еще дальнейшей разработки.

ЗОНЫ МЕЛАНЖА И ХАОТИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В последние годы в тектонике широко используется понятие *меланж*, т. е. смесь. Речь идет об особых случаях разрушения и перемешивания горных пород, когда образуется резко неоднородная хаотическая структура с блоками и обломками относительно более жесткого вещества, окруженными более пластичной вмещающей массой, или «матрицей». Блоки могут быть весьма различны по размерам, вплоть до гигантских отторженцев. Значительные различия в размерах блоков, общая беспорядочность структуры и обязательное присутствие пластической массы, облегающей обломки жестких пород, — таковы основные особенности меланжа, которые отличают его от обычных продуктов тектонического дробления и истирания: катаклазитов, милонитов, тектонических брекчий и т. д. (эти тектониты могут присутствовать в меланже как его составные части).

Описательное выражение «тектоническое месиво» уже давно употреблялось у нас многими геологами. Слово меланж в том же не вполне определенном смысле применялось во французской геологической литературе примерно с середины прошлого века. В качестве точного термина, в значении, близком к современному, его впервые использовал Е. Гринли (Greenly, 1919) (см. Денис, 1971). Однако лишь после работ Е. Б. Бейли, В. Дж. Мак Кэллиена (Bailey, McCallien, 1954), Л. Дюбертре, Н. Пинара, Е. Лана (Pinar, Lahn, 1955), Ж. Брюнна (Brunn, 1960), А. Гансера (Gansser, 1955) и других по альпидам Средиземноморья термин получил всеобщее признание.

Некоторые родственные меланжу явления в осадочных толщах были описаны под названием тектонопластивов. Объяснение их генезиса (Волин, 1957) помогает понять природу меланжа. Меланж появляется потому, что на каком-то участке земной коры превышает предел прочности и ползучести пород. Одни породы разрушаются по той причине, что превышен их предел прочности, другие текут, так как возникшие напряжения превысили их предел ползучести. Соседство таких пород способствует их смешению. Разрушение жестких пород может приостанавливаться на разных стадиях в зависимости от того, в какой момент они оказались окружены пластичными. Так, среди меланжа могли сохраниться весьма крупные блоки — целые фрагменты толщ, растащенные на некоторое расстояние друг от друга.

Наибольшую известность приобрели описания меланжа из пород офиолитовой ассоциации. Анкарский меланж Турции и «цветной» меланж Ирана считаются классическими примерами таких образований. Грандиозность разрушения и перемешивания офиолитов и некоторых других пород, вовлеченных вместе с ними в процесс *меланжирования*, здесь кажется непревзойденной. Поэтому появилось представление, которого придерживается большое число исследователей, что данный термин применим только к тектоническому месиву существенно офиолитового состава. Еще Е. Гринли называл этот меланж основным, или главным. Однако, хотя это действительно главная, чрезвычайно типичная разновидность, было бы неправильно под меланжем подразумевать только ее. Имеются многочисленные случаи переходов от одних разновидностей этих образований к другим. Преобладание гипербазитового

материала в меланже может сменяться картиной относительного разнообразия представленных в нем пород офиолитовой ассоциации (их полным «набором»), а преобладание всех этих пород над материалами «постороннего» происхождения — господством последних, пока, наконец, тектоническое месиво не окажется полностью лишенным офиолитов. Примеры таких переходов наблюдаются

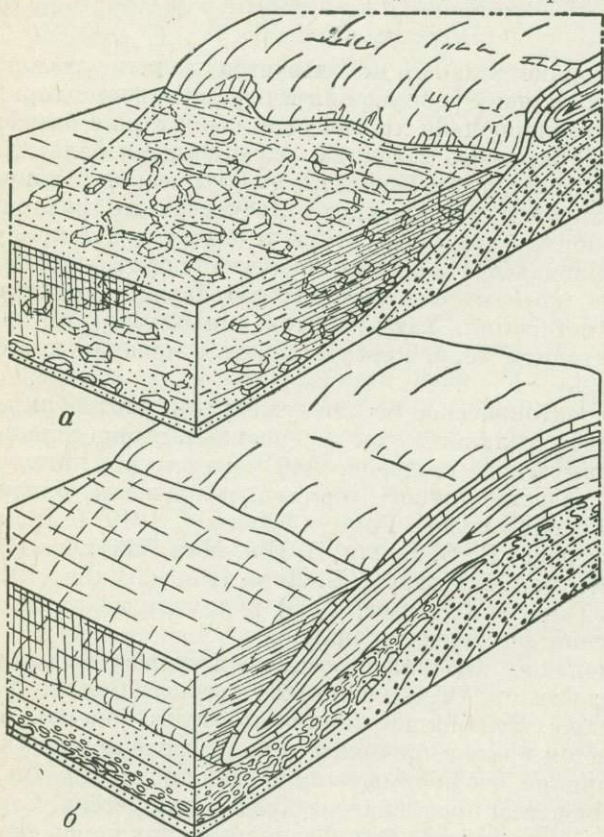


Рис. VI-1. Схема образования меланжа сложного генезиса в связи с развитием тектонических покровов:

a — гравитационное сползание оторженцев тектонического покрова в прогиб, расположенный перед его фронтом, *б* — дальнейшее продвижение покрова «по собственным обломкам»

К собственно меланжу, или тектоническому меланжу, довольно близки по своему строению зоны или горизонты хаотических структур седиментационного происхождения — олистостромы, дикий флиш и т. п. Способ их образования (разрушение и смешение первичных осадков, хаотическое

в аллохтонном комплексе Апеннин. Важно, что в подобных случаях все разновидности однотипны по своему структурному выражению и связаны с одними и теми же процессами.

Если меланж образован в подошве тектонических покровов, то естественно, что его наиболее грандиозные нагромождения связаны именно с офиолитами, так как самые крупные шарьяжи очень часто отмечаются на фронтальном крае эвгеосинклинальных зеленокаменных зон. Определенную роль при этом, как и в других случаях, играют физические свойства пород, в частности пластичность серпентинитов в обстановке тектонического давления. Но когда лобовые чешуи крупных аллохтонных комплексов выходят за пределы офиолитовых зон, обладая в то же время способностью к крупномасштабному «бульдозированию» и «перемальванию» пород, меланж образуется из любых других материалов, причем роль пластичной основной массы здесь, как правило, переходит к существенно глинистым отложениям*.

* Некоторые исследователи считают, что зоны офиолитового меланжа соответствуют тем крупнейшим тектоническим швам в осевой части складчатого сооружения, вдоль которых происходят региональные сдвиги (Brunn, 1960). Многие авторы, в соответствии с концепцией новой глобальной тектоники, полагают, что в зонах тектонического месива офиолитов представлены участки поглощения — субдукции — плит литосферы (Дж. Ф. Дьюи, Дж. Бирд, Э. Г. Бейли, М. К. Блейк, Е. М. Мурз, В. Е. Хаин, Л. П. Зоненшайн и др.). В этом заключается одна из причин стремления применять понятие меланж только к существенно офиолитовым материалам.

нагромождение материалов различной «компетентности», замена разрушенной слоистости текстурой течения) также в значительной мере сходен с тектоническим меланжированием. Поэтому их можно с известной долей условности называть «осадочным меланжем».

При формировании этих структур *вмешательство тектоники в осадконакопление* происходит в совершенно особой, остро активной форме. Достаточно сказать, что к числу причин, вызывающих транспортировку и деформацию материалов, в данном случае нередко относятся обламывание краев тектонических покровов, выдавливание разрушенных ими подстилающих отложений, сейсмо-гравитационное обрушение и пр. Порой, когда в бассейн осадконакопления попадают целые оторженцы тектонических покровов (клиппы), которые вместе с сопровождающими их нагромождениями раздробленных и перемешанных материалов продвигаются в глубь бассейна под влиянием собственного веса, проведение границы между тектоническим и осадочным меланжем становится условным. Бывают и такие случаи, когда осадочный меланж вскоре после седиментации подвергается тектонической переработке. Это имеет место на тех участках, которые первоначально располагались впереди движущегося шарьяжа, а затем были перекрыты им (рис. VI-1). Переработка меланжа здесь может происходить дважды: из тектонического в осадочный и из осадочного снова в тектонический. Так формируется меланж сложного (смешанного) генезиса. При этом возможны различные промежуточные случаи, соответствующие разным стадиям или разной степени наложения одного процесса на другой.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕЛАНЖ

В широко известном цветном меланже Ирана и Западного Пакистана представлены блоки известняков, глинистых сланцев, радиоляритов, песчаников, конгломератов, ультраосновных и основных магматических пород, заключенные в сильно разрушенной серпентинитовой или смешанной флишево-серпентинитовой массе. Возраст большинства пород в блоках — мезозойский, от средней юры (если не древнее) до сенона. Флиш, с которым в надвиговой зоне бывают перемешаны раздробленные породы мезозоя, обычно относится к маастрихту.

Очень сходен с цветным анкарский меланж внутренней (эвгеосинклинальной) части Понтида в Анатолии, где породы типично офиолитовой ассоциации (от диабаз-спилитовых лав, перидотитов и габбро до радиоляритов и яшм) сложно перемешаны с эоценовым флишем, меловыми и триасовыми известняками и т. п. Часто наблюдаются огромные блоки, сложенные раздробленным известняком, обломки которого окружены рассланцованным серпентинитовым материалом. В общем эта смесь офиолитов с породами различных осадочных серий образует своеобразную гигантскую тектоническую брекчию (Bailey, McCallien, 1954; Pinar, Lahn, 1955).

Такие же зоны меланжа, связанные с раздроблением офиолитов и перемешиванием их с окружающими породами, наблюдаются во многих районах Таврида, как внутренних, так и внешних, включая зону краевых надвигов Юго-Восточной Турции и Александреттскую зону Хатая, Амануса и Бассита (на северо-западе Сирии). Для всех этих зон характерны перемешивание раздробленных и перетертых серпентинитов с более молодыми породами, в особенности с флишем, наличие крупных блоков известняков разного возраста и глыб кремнистых пород, габбро, реже диабазов и перидотитов. В преобладающей своей массе гипербазиты и породы их кровли — основные вулканиты,

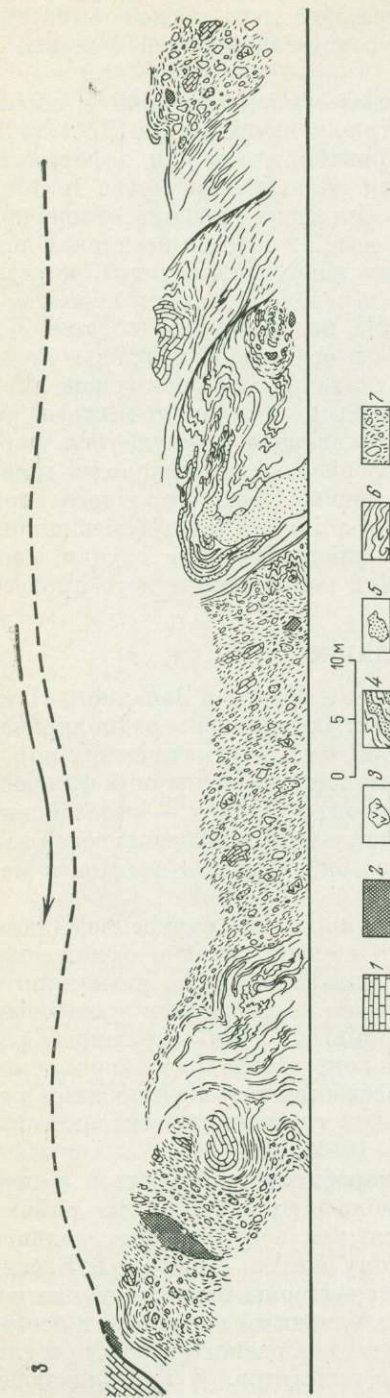


Рис. VI-2. Хаотические структуры в зоне меланжа под тектоническим покровом триасовых известняков в районе Селишты в Динаридах. 1 — триасовые известняки; 2 — расщепленные серпентиниты среди рыхлых радиоларитов; 3 — глыбы глибы (глибы); 4 — кремнисто-глинистые сланцы с пластиками плотных радиоларитов; 5 — глыбы радиоларитов; 6 — аргиллиты и песчанистые аргиллиты; 7 — рыхлые тиллитоподобные образования с глыбами различных пород в щебенчато-аргиллитовом субстрате. Слева сверху — подошва тектонического покрова, стрелка — направление его движения

сопровождающиеся радиоляритами, — представлены не в самих зонах меланжа, а над ними — в виде крупных шарьяжных чешуй (Pinar, Lahn, 1955; Brunn, 1960; Казьмин, 1965). Время движения покровов и образования меланжа здесь относится к середине или второй половине маастрихта, благодаря чему маастрихтский флиш бывает перемешан с офиолитами в меланже, а более молодые отложения местами перекрывают этот меланж наподобие того, как они могли бы перекрывать более древнюю толщу. В Юго-Восточной Турции удается проследить переход от тектонического меланжа к осадочному, залегающему в виде отчетливо выраженного горизонта между нижним маастрихтом и верхами маастрихта — низами палеогена (Rigo de Righi, Cortesini, 1964).

В Динаридах, расположенных по другую сторону Эгейского моря, на западном продолжении Таврид и внутренних зон Понтид, тектонический меланж широко распространен и представлен двумя разновидностями: 1) серпентинит-терригенной или серпентинит-флишевой с крупными блоками различных пород под тектоническими покровами офиолитов; 2) образованной по преимуществу за счет терригенных пород миогеосинклинальных зон.

Серпентинит-терригенный меланж описывался в Динаридах многими исследователями (Nowack, 1929; Brunn, 1960; Белостоцкий, 1963). Неоднократно подчеркивалось его полное тождество с меланжем зеленокаменных зон Анатолии (Понтид и Таврид). Особенно крупные массы такого меланжа в Динаридах наблюдаются перед фронтом офиолитовых покровов, где они обычно подстилаются пиндским флишем. Но нередко та же серпентинит-терригенная «смесь» образует мощные «прокладки» между отдельными чешуями тектонических покровов внутри зоны Мирдиты и в ее тыловой части, на границе с окраиной Пелагонской геоантиклинали. В частности, это относится к ранее упоминавшемуся меланжу, залегающему

под тектоническим покровом триасовых известняков Селишты (рис. VI-2).

Серпентинит-терригенный меланж Динарид почти всегда включает гигантские блоки триасовых известняков. Некоторые из них, сравнительно небольшие, характеризуются поперечником в несколько десятков метров при длине 100—150 м; часто они более или менее изометричны, иногда несколько округлены. Крупнейшие блоки — «отщепы» покровов, — наоборот, имеют форму прямых или слабо изогнутых пластин с угловатыми краями; их толщина достигает 100 м и более, а ширина и длина порой превышают 1000 м. Кроме того, известняки встречаются в виде глыб и обломков, поперечник которых измеряется дециметрами или первыми метрами.

В глыбах и обломках таких же размеров и более мелких (измеряемых сантиметрами) представлены кремнистые породы (яшмы, радиолариты), плитчатые кремнистые известняки, габбро, наиболее устойчивые (чаще всего плагиоклазированные) разновидности ультраосновных пород, немного диабазов. В отдельных случаях диабазы, габбро и даже гипербазиты наблюдаются также в виде сравнительно крупных блоков до 30 м в поперечнике и до 150—200 м длиной. Обычно же хрупкие породы офиолитовой формации раздроблены до состояния мелкой крошки, т. е. представлены разрозненными катакластическими зернами, поглощенными более пластичной вмещающей массой меланжа. Наконец, в этом меланже встречаются небольшие плитки песчаников флишевого типа, иногда крупные блоки меловых известняковых осадочных брекчий с угловатыми обломками и глыбами офиолитов.

Лишь в одном районе Динарид на внешней окраине офиолитовой зоны Мирдиты у ее коленчатого изгиба на севере Албании (см. рис. V-8) встречены гигантские отторженцы гранитов размером 1000 × 1000 м и более. Происхождение этих гранитов представляет загадку. Выходов таких пород нет ни в пределах Мирдиты, ни в более внешних зонах. Одно из возможных объяснений заключается в том, что гранитные блоки вырваны шарьяжем из доальпийского основания Пиндской зоны. Напомним, что толщи ее геосинклинального выполнения, также сорванные с основания, представлены в серии тектонических покровов перед фронтом офиолитового шарьяжа.

Пластичной основой, вмещающей массой меланжа служит перетертый серпентинитовый материал, более или менее перемешанный с аргиллитовым (флишевым). Когда эти материалы представлены в существенных количествах, меланж приобретает отчетливо выраженную вторичную текстуру течения, грубую «сланцеватость» или чешуйчатость, обтекающую отдельные глыбы или обломки; он характеризуется здесь признаками значительной пластичности. В отдельных зонах преобладает то серпентинитовый, то аргиллитовый материал. Местами «полосы» (плоские тела) перетертых серпентинитов так отчетливо выделяются среди полурыхлых пород меланжа, что могут быть по ошибке приняты за пластовые дайки серпентинизированных гипербазитов. В действительности здесь проявляется высокая пластичность серпентинитов, внедряющихся в холодном состоянии значительно позже того времени, когда выкристаллизовались интрузивные ультраосновные породы. Благодаря этому серпентиниты вместе с аргиллитами флишевых толщ оказались способными играть роль «смазки» в основании тектонических покровов или их отдельных чешуй.

В случае образования мономиктового серпентинитового меланжа сказывается разделение серпентинитов на участки с разными физическими свойствами: в одних местах эти породы ведут себя как жесткий материал, в других превращаются в пластичные сланцеватые милониты. Нередко в составе жестких

блоков, кроме собственно серпентинитов, входят неполностью серпентинизированные перидотиты, плагиоклазированные разности гипербазитов и т. д.

Местами количество пластичного серпентинит-аргиллитового материала в меланже невелико. В этих случаях исчезают и текстуры течения, и зоны меланжа приближаются по своему облику к обычным зонам дробления хрупких пород.

Аргиллитовый материал в меланже внутренних Динарид целиком или частично произошел за счет разрушения флишевых толщ. У внешнего края офиолитовых покровов это несомненно флиш Пиндской зоны. В пределах зеленокаменной зоны Мирдиты вопрос о существовании флишевых отложений решается не так просто в связи с разрушением пород между отдельными чешуями покровов. Однако некоторые наблюдения позволяют говорить о том, что

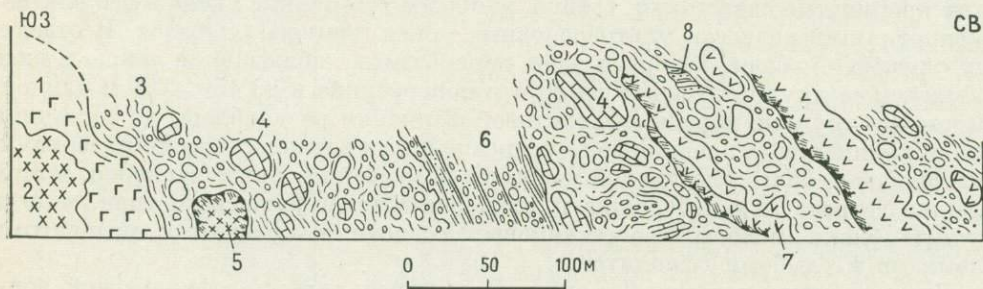


Рис. VI-3. Продукты гравитационных обрушений офиолитов и известняков во флишевом прогибе внутренних Динарид. Разрез на правом берегу р. Мати близ Ульзы.

1 — серпентинизированные перидотиты; 2 — рвущее их габбро; 3 — несоортированные грубообломочные отложения обвального происхождения; 4 — гигантские глыбы известняков; 5 — отторженцы габбро; 6 — грубые турбидиты с крупной ритмической слоистостью (в верхних частях ритмов — отмученные песчано-глинистые материалы); турбидиты залегают на размытой поверхности обвальных масс; 7 — плоские блоки (гравитационные отторженцы) диабазов в верхнем горизонте обвальных масс (нижняя поверхность блоков сильно раздроблена); 8 — обрывки слоев песчано-глинистых отложений

здесь действительно существовала флишевая или флишеподобная толща с отдельными горизонтами дикого флиша (рис. VI-3). Она сопоставима с пиндским флишем. Низы этой толщи, по-видимому, относятся к интервалу от альба или баррема до сеномана («нижний флиш»), а верхи с особенно мощным развитием дикого флиша («верхний флиш») — к самому концу мела и части палеогена. На восточном склоне хребта Скандербег в бассейне р. Мати, где эта толща не разрушена воздействием тектонических покровов, в горизонте дикого флиша, предположительно относимого к датскому ярусу, прослеживается целая цепочка экзотических «утесов» (погребенных клиппов) меловых известняков.

Попадая в зону усиленного разрушения и перемешивания под чешуями покровов, эта толща легко превращалась в тектонический меланж. Породы разрыхлялись, первичная слоистость исчезала, заменяясь текстурой течения, в основную аргиллитовую массу отдельными «рукавами» или «струями» начали проникать перетертые серпентиниты. Кластические зерна хрупких пород, образованные при раздроблении офиолитов и песчаниковых прослоев флиша, оказывались как бы взвешенными в основной массе; к гигантским блокам и глыбам, первоначально находившимся в диком флише, прибавлялись еще более крупные тектонические отторженцы тех же пород. Породы, которые испытали разрыхление при формировании меланжа, подвергались по окончании движения некоторому повторному уплотнению, хотя в большинстве случаев они и ныне остаются полурыхлыми.

В процессе образования меланжа отдельные прослои кремнистых сланцев, радиоляритов, песчаников и аргиллитов сохраняли свою целостность и сминались в мелкие причудливые складки, которые хорошо дополняют общую картину сложных «завихрений» (см. рис. VI-2). Обособленные фрагменты слоев нередко закручиваются в рулоподобные свертки, сферические и эллипсоидальные тела со спиральным характером внутренней структуры. Чаще всего такое закручивание наблюдается в известняках, но встречается также в песчаниках, конгломератах и других породах, обычно с известковистым цементом (рис. VI-4). Рыхлый материал тектонического месаива, т. е. вмещающая масса со «взвешенными» глыбами и обломками, иногда также спирально завихряются, образуя участки со структурой снежного кома (см. рис. VI-2)*.

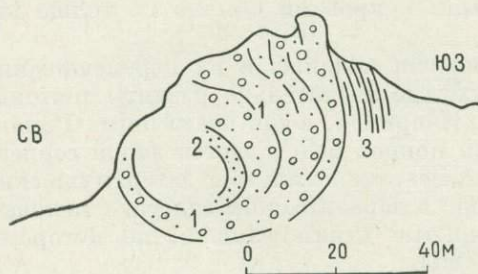


Рис. VI-4. Завернутые пласты конгломератов (1) и песчаников (2) в разрыхленных аргиллитах (3) в зоне меланжа под Девольским пакетом покровов

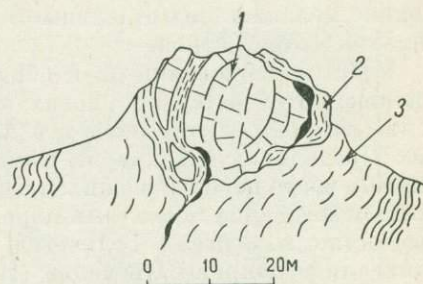


Рис. VI-5. Юго-западное окончание гор Сентис в Западных Альпах. По А. Гейму.

1 — блок массивных известняков баррема — апта; 2 — породы альпа — турона; 3 — мергели и флиш сенона

Для зон меланжа вообще типичны всякого рода округленные блоки (порой и без закручивания слоев). Это шарообразные, сигаровидные или утолщенно-линзовидные тела массивных известняков, яшмоидов, гранитов и прочих плотных пород, до 15—30 м в поперечнике, испытавшие как бы обжимание и полировку при «проталкивании» сквозь окружающую тектонически разрыхленную массу (раздавленный флиш, милониты, сланцеватые серпентиниты и т. д.). Превосходные примеры таких «тектонических бомб» описаны А. Геймом в Альпах (рис. VI-5); множество не менее ярких примеров их можно привести и для Динарида.

Как уже отмечалось, большую роль в образовании тектонического месаива играют серпентиниты, что объясняется их высокой проникающей способностью. Крупные блоки известняков во фронтальной части тектонических покровов офиолитов бывают настолько пронизаны серпентинитовым материалом по трещинам, что нередко превращаются в настоящую тектоническую брекчию, как это отмечают Н. Пинар и Э. Лан в Анатолидах. Отдельные куски такой брекчии, окруженные серпентинитовой смазкой, двигаются относительно друг друга; серпентиниты рассланцовываются и пришлифовываются. Затертый в трещины, тектонически «инъецированный» серпентинитовый материал в наиболее раздробленных блоках занимает больший объем, чем сами известняки.

Серпентинитовая «смазка» наблюдается в основании и таких шарьяжных чешуй, которые полностью переместились за пределы области распространения

* Следует иметь в виду, что и закрученные фрагменты слоев, и «завихрения» смешанных материалов встречаются не только в тектоническом меланже, но и в осадках типа дикого флиша.

гипербазитов. Например, в Динаридах тектонический покров гор Мали-ме-Гропа близ Тираны, сложенный известняками триаса, подстилается мощной серпентинит-терригенной или серпентинитовой «прокладкой» и вместе с нею надвинут на флишевые и флишеоидные толщи мела — палеогена Пиндской зоны. Офиолитовая зона Мирдиты находится восточнее — с тыловой стороны этого покрова. Такая же прокладка имеется под расположенным южнее лоскутом покрова меловых известняков, которые некогда были сорваны с офиолитового цоколя, а ныне залегают на тех же флишевых толщах и отчасти (в результате более позднего ретрошарьяжа) на молассах миоцена (Белостоцкий, 1963).

Мощность серпентинит-терригенного меланжа перед фронтом офиолитовых шарьяжей местами, по-видимому, достигает 2,5—3 км, если не больше. «Прокладки» меланжа под отдельными частными покровами обычно не толще нескольких сотен метров.

Участие серпентинитов в образовании зон меланжа и их перемешивание с флишем отмечается во многих областях, где значительно развиты тектонические покровы, в том числе и в Альпах. Например, в так называемых Романских Предальпах Швейцарии Симменский покров подстилается зоной серпентинитов, часто перемежающихся с флишем; местами в этой зоне затерты плоские блоки мезозойских осадочных пород. Ниже, в параавтохтоне залегают меловые известняки и мергели Гельветид, перекрытые диким флишем, по которому и двинулись покровы Предальп (Heim, 1924).

Крупные зоны серпентинитового и полимиктового меланжа описаны в Сакмарском районе западного склона Урала (Пейве, Штрейс и др., 1971). По данным авторов, эти зоны связаны с тектоническим покровом, верхняя чешуя которого сложена гипербазиитами. Большие нагромождения тектонического месаива наблюдаются перед ее фронтом. Местами меланж слагает отдельные брахискладки или участвует в строении лежащих складок — дигитаций покрова. Так называемый Кувандыкский полимиктовый меланж с серпентинитовым цементом содержит глыбы (иногда размером до нескольких десятков метров) силурийских кремнистых пород, амфиболитов, габбро-амфиболитов, гипербазитов, известняков кембрия, песчаников силура, габбро-диабазов, различных эффузивов, реже — ордовикских (?) аргиллитов, девонских известняков, а также докембрийских слюдяных сланцев и гнейсов из метаморфической полосы Урала. Поскольку в кувандыкском тектоническом месаиве, кроме гипербазитов и пород, вырванных из нижележащей чешуи шарьяжа, представлены аллохтонные материалы дальнего происхождения, авторы сопоставляют его по генетической характеристике с классическим меланжем альпид. Сложенные им куполовидные структуры местами образованы, по мнению А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и др., в результате локального нагнетания избыточных масс серпентинитов.

Некоторые исследователи, учитывая увеличение объема пород при серпентинизации, приписывают серпентинитам исключительно активную роль. Так, на основании изучения офиолитового пояса Кубы М. Козари пришел к выводу, что процессы серпентинизации здесь привели к горизонтальному растеканию серпентинитов, на которых как бы плавают «растасленные» плоские блоки меловых известняков (North, 1964). Транспортировка известняковых блоков серпентинитовым меланжем отмечается также в Гималаях (Гансер, 1967) и в ряде других областей.

Меланж из осадочных пород. Вторая разновидность тектонического меланжа, выделяемая в Динаридах, которая связана с разрушением и перемешиванием терригенных пород, наиболее полно изучена в тектоническом окне —

ядре Моглицкой брахиантиклинали под мощным пакетом шарьяжей в бассейне р. Деволи. В гл. V при описании Девольского пакета уже были в основном охарактеризованы особенности строения зон меланжа этого района и сделана попытка восстановить геодинамическую обстановку, вызвавшую его образование.

Напомним, что там широко представлены продукты тектонической переработки пород олигоцена — аргиллитов и плотных известковистых конгломератов (нижняя, субавтохтонная зона меланжа) — или тех же пород вместе с эоценовым флишем (верхняя зона меланжа) на границе субавтохтона с нижним покровом. Характерно присутствие в меланже крупных (до 2—3 км длиной)

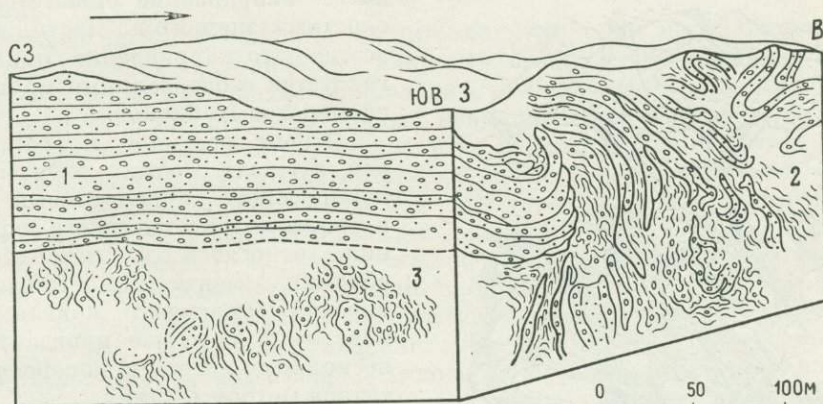


Рис. VI-6. Расщепление конгломератовой чешуи и дислокации пород в зоне меланжа на восточной стороне ядра Моглицкой антиклинали под Девольским пакетом тектонических покровов в Динаридах. По И. И. Белостоцкому.

1 — конгломераты, 2 — аргиллиты, 3 — раздробленные аргиллиты в меланже (с песчаным и частью галечным материалом). Стрелка показывает направление движения

плоских конгломератовых блоков, которые перемещались на значительное расстояние (иногда на несколько километров) в разных направлениях под влиянием общего движения покровов или вдавливания их отдельных частей. При этом конгломераты по краям блоков дробились, а местами расщеплялись на разрозненные пласти и сложно деформировались. Следы обоих процессов очень наглядно выражены на одном из участков долины р. Деволи у юго-восточного конца крупной конгломератовой чешуи, двигавшейся к юго-востоку (рис. VI-6). Здесь хорошо видно, как отщепившиеся друг от друга пласти конгломератов изгибаются, словно щупальцы спрута, распадаются на отдельные фрагменты и вскоре теряются в массе рыхлых тиллитовидных пород, образовавшихся за счет их разрушения и смешивания с окружающими аргиллитами. Концы некоторых пластов подворачиваются под ту часть конгломератовой чешуи, которая осталась монолитной и двигалась по разрыхленным породам с обрывками этих пластов. Можно сказать, что она перемещалась по своим собственным обломкам; однако ее движение имело «закрытый» характер, т. е. происходило не на поверхности, как при свободном скольжении, а внутри зоны меланжа под тектоническими покровами*.

* Многими исследователями отмечалось сходство меланжа этого типа с ледниковыми отложениями. Например, в Восточных Карпатах М. Лимановский и Я. Новак называли такие смешанные породы тектонической мореной (Беэр и др., 1965).

Текстуры тиллитовидных пород не имеют ничего общего с первоначальной слоистостью седиментационного происхождения, которая при формировании меланжа полностью разрушается и в конгломератах, и в аргиллитах. Гальки, валуны и фрагменты пластов конгломератов, очень неравномерно распределенные и разнообразно ориентированные, «обтекаются» аргиллитовым субстратом, более или менее насыщенным песчаными и гравийными зернами. При всей хаотичности этих текстур в них, как правило, можно заметить преобладающее направление ориентировки плоскостных элементов. Часто, хотя и не всегда, это направление примерно согласуется с очертаниями крупных конгломератовых блоков.

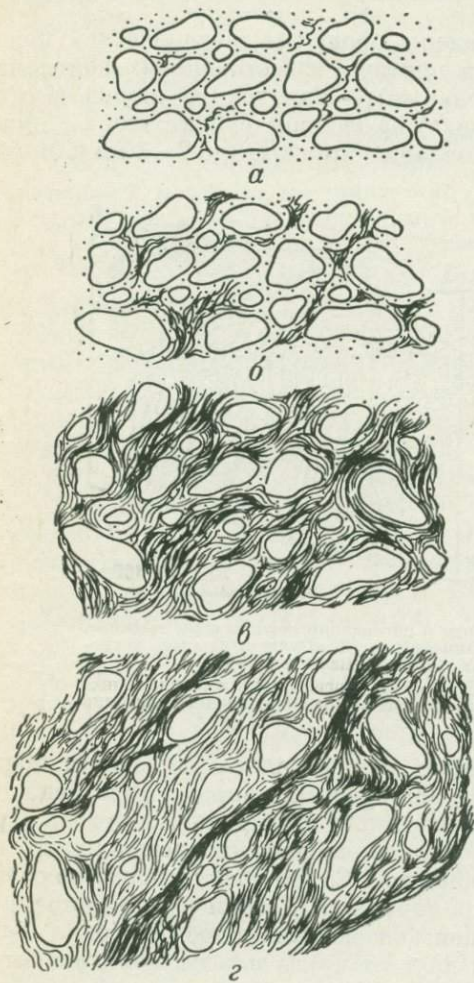


Рис. VI-7. Стадии образования тиллитовидных пород меланжа за счет разрушения известковых конгломератов и перемешивания их с аргиллитами (а — в)

или гальками. Неполностью переработанные блоки конгломератов оказываются заключенными среди тиллитовидных смешанных пород с ясно выраженной текстурой течения, приобретающей однообразную ориентировку. Следующая, завершающая стадия сводится к образованию этой текстуры повсеместно (в). Ранее подготовленный материал в это время в максимальной степени вовлекается в общее течение масс и полностью перемешивается с породами других участков.

Рассмотренный процесс можно охарактеризовать как процесс взаимного проникновения и смешивания двух толщ, одна из которых до его начала была

и разнообразно ориентированные, «обтекаются» аргиллитовым субстратом, более или менее насыщенным песчаными и гравийными зернами. При всей хаотичности этих текстур в них, как правило, можно заметить преобладающее направление ориентировки плоскостных элементов. Часто, хотя и не всегда, это направление примерно согласуется с очертаниями крупных конгломератовых блоков.

Кроме песчинок и гравийных зерен к числу мелких твердых частиц, насыщающих аргиллитовый субстрат в процессе тектонического перемешивания, относятся и катакластические обломки цемента (реже галек) конгломератов. Фрагменты конгломератовых пластов в меланже иногда достигают нескольких метров в поперечнике и десятков метров в длину.

Процесс разрушения и перемешивания пород, различные стадии которого можно наблюдать в тектоническом меланже этого типа (рис. VI-7), начинается с образования трещин в цементе (а). Затем в конгломератовую толщу внедряется аргиллитовый материал: сначала вдоль поверхностей напластования, а затем по отдельным трещинам — внутрь самих конгломератов, в самую «ткань» этих пород (б). Проникшие в них аргиллиты располагаются вокруг валунов и галек, пронизывая цемент и тем самым меняя его состав и характер (в). Некоторые участки цемента остаются незатронутыми такой переработкой и образуют как бы твердые переемы между соседними валунами

в полной мере литифицирована. Породы этой толщи — конгломераты с цементом, имеющим состав известковистых песчаников, — обладают очень большой прочностью. Совершенно очевидно, что для «инъекции» в них глинистого вещества другой, аргиллитовой толщи и для полной дезинтеграции конгломератов, т. е. для формирования новообразованных тиллитоподобных пород, требовалась колоссальная механическая энергия.

Таким образом, при образовании данной разновидности тектонического меланжа, как и при смешивании офиолитов с терригенными толщами, важное значение имеет резкая неоднородность свойств горных пород, совместно испытавших воздействие чрезвычайно больших (разрушительных) тектонических напряжений.

В настоящее время смешанные тиллитовидные породы не являются рыхлыми. После движений тектонических покровов в них снова произошли своего рода диагенетические изменения. Наибольшей степени литификации достигли самые песчаные разновидности этих пород, насыщенные известковистым псаммитовым материалом, который был получен из цемента конгломератов.

В зоне перемешивания флишевой толщи эоцена с олигоценовыми аргиллитами, т. е. в верхней зоне меланжа под Девольским пакетом покровов (см. гл. V), наблюдаются структурные детали, позволяющие сделать вывод об интенсивном течении вещества в конечные стадии процесса меланжирования. Это проявляется, в частности, в сильнейшем растяжении фрагментов флишевых слоев в одном направлении и таком же сильном сжатии в другом (перпендикулярном к первому). Иногда ограничения этих фрагментов соответствуют не слоистости, а косым сколовым трещинам, которые пересекали флишевую толщу перед ее разрушением. Попав внутрь аргиллитовой матрицы, сколотые пластинки флиша растягивались и делились на своеобразные будины — ромбические блоки, сдвинутые по слоистости один относительно другого в направлении растяжения. Сжатие в перпендикулярном к этому направлению выражается в том, что такие же фрагменты-пластинки местами образуют чрезвычайно сплюснутые складки. Их вытянутость отвечает ориентировке текстур течения вмещающих аргиллитов.

Большую роль при образовании меланжа этого типа играли перепады давления, вызывавшие перераспределение вещества, его перетекание из одних мест в другие как в сторону общего движения шарьяжей, так и в других направлениях (см. гл. V). При таком перетекании меланж местами образовал куполовидные выступы или штокообразные тела, секущие расположенные над ними пластины шарьяжа (или выпележащую зону меланжа). Интересно, что очень сходные с этим явления иногда отмечаются и в тектоническом месиве офиолитового происхождения, в частности на Урале (Пейве, Штрейс и др., 1971). Здесь в некоторых случаях наблюдаются резко секущие тела полимиктового меланжа, которые как бы «съедают» части складок. Конформно залегающий мономиктовый меланж в некоторых местах рвет оболочку выпележащих пород и, насыщаясь их глыбами, переходит в полимиктовый меланж. Зоны меланжа этого типа достигают 1,5—2 км мощности.

С мощными зонами существенно аргиллитового меланжа Динарид, по-видимому, сходны чешуйчатые («скальевые») глины Италии, которые давно привлекают внимание многочисленных исследователей. Эти породы связаны с тектоническими покровами Апеннин, представленными, как известно, двумя крупными комплексами: эвгеосинклинальным Лигурийским и миогеосинклинальным Тосканским. Первый из них шарьирован на второй в восточном или северо-восточном направлении. Для первого характерны

мезозойские офиолиты и ранний флиш, начавший отлагаться еще в альб-сеноманское время, для второго — мощные мезозойские, отчасти палеогеновые известняки и флиш эоцена, олигоцена и нижнего миоцена. В областях распространения покровов этих комплексов часто наблюдаются мощные зоны хаотических структур, основу которых составляют перемятые, раздавленные аргиллиты с беспорядочно разбросанными блоками и гигантскими плитами различных пород, главным образом известняков и офиолитов. Аргиллиты, играющие роль пластичной среды, благоприятствовавшей перемещению блоков в зонах хаотического строения, нередко слагают и самостоятельные тектонические чешуи или диапироподобные внедрения в вышележащих породах. В том и другом случае их принято называть скальевыми глинами. Чешуйчатый облик аргиллитам Апеннин придают субпараллельные волнистые поверхности, которые связаны с текстурами течения, подобно тому, как это наблюдается в аргиллитовой матрице тектонического мезива Девольского района Динарид.

При образовании покровов Лигурийской группы аргиллитовый материал поступал в зоны хаотических структур в основном, по-видимому, из участков разрушения раннего, мелового, флиша (пестрых глин середины мела), частично из более древних глин (верхи юры — низы мела), но мог пополняться и за счет олигоценых флишоидных отложений, по которым двигался «хаотический комплекс». При формировании покровов Тосканской группы большую роль играли существенно аргиллитовые породы олигоценового флиша «мачиньо»; местами они перекрывали автохтонные флишоидные отложения олигоцена — нижнего миоцена и частично перемешивались с ними. Все это обусловило большую сложность строения комплекса скальевых глин и разноречивость данных об их возрасте.

В аллохтонных чешуйчатых глинах в составе глыбовых материалов присутствуют серпентиниты. На западе их довольно много, а к востоку они убывают до полного исчезновения (Page, 1963).

Многие итальянские геологи (Дж. Мерла, К. Мильорини, Р. Синьорини, Л. Тревизан) рассматривают образование «хаотических комплексов» Италии как результат ряда последовательных оползней, продвигавшихся к востоку в связи с последовательностью роста антиклинальных поднятий (каждое более восточное из них появлялось, когда аллохтон успевал стечь достаточно далеко на восток с предыдущего, более западного поднятия). С этой концепцией согласны далеко не все исследователи (см., например, Bailey, McCallien, 1961; Elter, 1963). Ж. Обуэн (1965) считает, что тектонические покровы в западных районах Апеннин имеют более упорядоченный характер, а по мере продвижения к востоку приобретают все более беспорядочное строение и в своей фронтальной части переходят в хаотическое нагромождение существенно глинистых или мергельно-песчаниковых чешуй. Этот развитый на периферии аллохтонный комплекс с неясным и беспорядочным строением, свойственным пластичному материалу, мог, по его мнению, испытывать подводное скольжение или оплывание, тогда как более внутренние части тех же шарьяжей, вероятно, представляют обычные покровы чехла.

Изложенное представление согласуется с данными о том, что в мощных неогеновых молассах краевой Бранданской впадины (или впадины Молизе) среди слоев с ископаемой фауной миоцена и низов плиоцена вклиниваются отдельные «горизонты» терригенных пород с органическими остатками, относящимися к олигоцену, эоцену и верхнему мелу. Эти «горизонты» могут представлять собой захороненные продукты гравитационного оползания материала, который оторвался от фронтальных частей покровов, спускающихся в прогиб

(см. рис. VI-4) или даже отдельные разрозненные чешуи самих этих покровов (их «концевые лопасти»). Вполне отчетливо такие соотношения наблюдаются на юго-западном продолжении системы Апеннин — в альпидях Северной Африки, где видны и захороненные в молассах «концевые лопасти» покровов, и отложившиеся перед их фронтом продукты их разрушения.

Итак, можно думать, что завершающие стадии развития комплекса скальевых глин (в тортоне и плиоцене) могут быть связаны, хотя бы отчасти, с подводным оползанием, тогда как более ранние (в конце олигоцена — нижнем миоцене) обусловлены, вероятно, перетеканием пластичного материала внутри движущихся тектонических покровов или под ними.

Целый ряд своеобразных явлений, которые могут рассматриваться как разновидности меланжа, описан А. В. Волиным (1957) на полуострове Челекен. В ходе дислокационного процесса первичные пласты здесь расплзлись и распались, в результате чего одни породы оказались заключенными среди других в виде «плавающих глыб» или неправильных гнезд и лоскутьев. Механизм этого распада и последующей деформации фрагментов пластов обусловлен различной ползучестью отложений в обстановке раздавливания и нагнетания. Роль «смазки» в разных случаях играли разные материалы — пропитанные нефтью пески, пески-пльвуны или глины. Последние превратились в своеобразные сильно перетертые массы, изобилующие зеркалами скольжения и легко разбивающиеся на плитки линзовидной формы. Более твердые породы заключены в них в виде обломков. По этим глинистым тектоническим пластикам перемещались крупные блоки вышележащих пород.

ОЛИСТОСТРОМЫ И ОЛИСТОЛИТЫ

Образования типа меланжа, имеющие нетектоническое происхождение, тем не менее всегда связаны с фазами резких тектонических движений, сопровождающихся сейсмо-гравитационными обрушениями. Будучи погребены в определенных горизонтах осадочных серий, они очень точно датируют время этих движений и вследствие этого их можно рассматривать как выражение конседиментационных фаз тектогенеза. По своим масштабам это явление достаточно значительно и вполне заслуживает внимания как объект структурно-геологических исследований. Известно, что фазы особенно резких тектонических движений проявляются в средние и поздние стадии развития геосинклиналей, когда происходит накопление продуктов размыва растущих поднятий: терригенных отложений грауваккового характера, флишеидных и флишевых толщ и моласс. Именно в таких толщах и заключены горизонты «осадочного меланжа».

Можно выделить две группы геологических обстановок, при которых формируются горизонты обвального-оползневых материалов данного типа. В одних случаях, отчасти уже рассмотренных нами, наблюдается или предполагается связь этих горизонтов с формированием тектонических покровов: происходят отрыв и захоронение их отторженцев и оползание в прогиб массы разрушенных пород, срезанных и вытолкнутых вперед покровом. Эти случаи очень трудны для изучения из-за возможных взаимопереходов от тектонического меланжа к осадочному и наоборот, а также ввиду чрезвычайной сложности общей структурной картины перед фронтом шарьяжа (а тем более под ним). Поэтому всегда может показаться недостаточно убедительным объяснение наблюдающихся здесь хаотических структур как образований, первоначально имевших характер осадочного меланжа.

В других случаях эти образования не имеют непосредственной связи с движением тектонических покровов, и их возникновение в результате обвально-оползневых процессов во время консолидационных тектонических фаз бывает выражено с предельной наглядностью, так как не затупевается какими-либо более поздними процессами. Естественно, эти случаи наиболее благоприятны для изучения.

Подчиненные флишевым или флишеидным толщам резко несортированные породы хаотического строения с валунным, галечным и глыбовым материалом в существенно глинистом или песчано-глинистом цементе уже давно (с 1870 г.) получили название «д и к о г о ф л и ш а» (вильдфлиша) или «флиша с включениями». Это несомненно продукты подводных консолидационных глыбовых оползней. В том же смысле часто используется термин «тиллитоидные породы», или «тиллитоиды», подчеркивающий внешнее сходство рассматриваемых образований с тиллитами.

Эти породы в той или иной мере родственны более мелкообломочным отложениям, в частности осадочным брекчиям и микробрекчиям гравитационного происхождения. Кроме того, они могут быть связаны взаимопереходами с турбидитами, когда мутьевые потоки вызваны самими подводными оползнями или обвалами (Kuenen; 1948).

Как известно, нередко среди отложений дикого флиша встречаются гигантские бескорневые блоки или захороненные гравитационные отторженцы, которые описывались многими авторами как «экзотические скалы», или «утесы», «погребенные клиппы», «осадочные клиппы» и т. д. Иногда такие отторженцы бывают со всех сторон окружены мощными хаотическими нагромождениями несортированных оползневых материалов; в некоторых случаях последние представлены лишь сравнительно тонкой «подстилкой» (смазкой) в основании блоков.

В последние годы для обозначения явлений, связанных с оползанием и обрушением горных пород в бассейны седиментации, широко применяются термины, введенные Г. Флоресом и Э. Бенео (Beneo, 1956): о л и с т о с т р о м ы — для хаотических гравитационных нагромождений разнородного материала и о л и с т о л и т ы — для крупных экзотических блоков, захороненных в отдельных горизонтах осадочных толщ.

Превосходные примеры олистостромов и олистолитов с четким стратиграфическим положением, выдерживающимся на большой площади, можно встретить в Ионической зоне внешних Динарид (Белостоцкий, 1964). Горизонт, к которому здесь приурочены эти образования, отвечает границе эоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается по простиранию структур на 120—150 км в пределах Албании и северо-западной части Греции.

Этот горизонт осадочного меланжа обладает следующими особенностями. Прежде всего, он отлагался в чрезвычайно короткий, но весьма насыщенный событиями отрезок времени, в течение которого произошли большие изменения тектонической обстановки. Когда он начал формироваться, Ионическая зона вместе с соседней Гавровской представляла единый, нерасчлененный флишевый прогиб, в глубь которого с северо-востока на юго-запад на расстояние 40—50 км (до оси прогиба) продвинулся олистостром с офиолитовым материалом*.

* Гавровская зона, представляющая внутреннюю часть миогеосинклинальной области внешних Динарид, по данным Ж. Обуэна (1965) и других исследователей, вплоть до конца среднего эоцена была относительно приподнятой зоной седиментации неритовых известняков (подводной грядой). Однако в начале верхнего эоцена она, по-видимому, испытала значительное опускание; с этого времени в ней, как и в Ионической зоне, накапливался флиш.

Но такая обстановка очень быстро сменилась совершенно иной, когда внутри прогиба начался усиленный рост отдельных антиклинальных поднятий с разрушением их гребней. С этих гребней в соседние синклинали, заполненные морскими водами, ополз и обвалился не только аллохтонный материал офиолитового олистострома и нижележащей флишевой толщи верхнего эоцена, но и огромные блоки известняков нижней части палеогена и верхов мела. Общая мощность отложений, размытых на гребнях антиклиналей и «сброшенных» в синклинальные прогибы, достигает по крайней мере 1500 м, из них 500—800 м приходится на известняки. Между тем, продолжительность движений была ничтожно малой с точки зрения геохронологической шкалы, так как микрофауна, которая содержится в слоях, подстилающих и покрывающих горизонт подводнооползневых материалов, представлена практически одним и тем же комплексом фораминифер самых верхов эоцена или самых низов олигоцена (Обуэн, 1965).

В начале этой фазы, когда образовался олистостром с офиолитовым материалом, во внутренних зонах Динарид происходили наиболее интенсивные шарьяжные перемещения. Тектонические покровы офиолитов, двигавшиеся из зоны Мирдиты, должны были в это время хотя бы местами полностью перекрыть Пиндскую зону, чтобы их фронтальные части достигли флишевого прогиба Гавровской и Ионической зон. Покровы, погружившиеся в воды прогиба, давали обильный материал для порождаемого ими олистострома. О том, насколько этот материал был в действительности обилен, свидетельствуют наблюдения в районе Гирокастро (в 50 км к юго-западу от Девольского пакета покровов), где нагромождения глыб и валунов гипербазитов, габбро, диабазов и радиоларитов, с перетертыми при последующих подвижках серпентинитами, напоминают вулканогенно-осадочную толщу. По внешнему облику каменный материал олистострома сходен с накоплениями крупноглыбового коллювия у подножья скал и крутых склонов, несмотря на то, что испытал перенос на многие десятки километров.

В дальнейшем, в течение той же тектонической фазы олистостром питались местным материалом, который сносился с гребней антиклинальных поднятий, начавших расти внутри Гавровской и Ионической зон. Материалы обрушения лобовых частей офиолитового шарьяжа теперь уже не доходили сюда из «*перишарьяжной области*» в связи с расчленением прежде единого флишевого прогиба. Ряд данных позволяет полагать, что само формирование быстро растущих антиклиналей здесь могло происходить в результате срыва чехла внешних зон под напором активных шарьяжей внутренних Динарид. Площадь параавтохтонных покровов или участков срыва карбонатных толщ мезозоя и палеогена совпадает с ареалом развития рассматриваемых олистостромов местного происхождения. Здесь же под карбонатной серией присутствует мощный гипсово-ангидритовый горизонт, благодаря чему она могла дисгармонически мяться и смещаться в обстановке продолжающейся флишевой седиментации в частных синклинальных прогибах. Шарьяжи толкали обширную карбонатную пластину по эвапоритовой смазке, пластина коробилась и стряхивала с поднимавшихся гребней олистолитовые чешуи.

Так могло в данном случае проявиться косвенное влияние шарьяжей на образование олистостромов местного происхождения. В конечном итоге отдельные протяженные антиклинали в 7—8 км шириной и до 30—50 км длиной оказались обрамленными на своих крыльях и периклинальных окончаниях целой олистостромовой толщей или зоной, состоящей из трех-четырех подводнооползневых горизонтов, общей мощностью от 300 до 800 м и более (включая

разделяющие их пачки флиша с нормальной слоистостью). Мощность каждого из таких горизонтов, т. е. каждого самостоятельного олистострома, обычно колеблется в пределах от 100 до 300 м.

Яркие примеры хаотических структур этой мощной серии олистостромов наблюдаются на северо-восточном крыле крупной антиклинали гор Немерчка в среднем течении р. Вьосы и далее к северо-западу. Как и в случаях тектонического меланжа, наблюдающаяся здесь общая структурная картина заставляет вспомнить о тесте, в которое попал мусор (рис. VI-8). В этом «тесте» перемешаны породы разных фаций и разных физических свойств, от илоподобных глинистых осадков до относительно хорошо литифицированных флишевых песчаников и конгломератов, не считая глыб и блоков более древних плотных пород — известняков мела и эоцена, офиолитов и т. д. Первичная слоистость отложений, подвергшихся беспорядочному оползанию и перемещению, почти всюду уничтожена и заменена вторичными текстурами течения. Слои неразрушенных флишевых пород, главным образом песчано-алевритового состава, встречаются лишь в виде обрывков и фрагментов, ориентировка которых обычно подчинена общей хаотической структуре оползневой массы, которая обтекает отдельные глыбы и крупные блоки (олистолиды). В целом породы имеют облик затвердевшего грязевого потока. Не подлежит сомнению, что движение материалов здесь, как и в тектоническом меланже, было сложным, беспорядочным; оно обеспечивало перенос крупных глыб и гигантских блоков в своеобразной «взвеси» на большое расстояние. Например, в районе албано-греческой границы, где высота антиклинального поднятия Немерчки является максимальной, расстояние переноса могло достигать 10—15 км, если не больше.

При всей хаотичности структур, в их ориентировке и во внутреннем распределении материалов намечаются некоторые закономерно повторяющиеся особенности. Валуны и гальки тяготеют к участкам максимального перемешивания отложений. Это участки наиболее полного разрушения всех пород, где они превращаются в тиллитовидные «валунно-галечные аргиллиты» с вторичными текстурами течения. На таких участках наблюдаются самые прихотливые структуры завихрения, иногда спиральные; отмечаются следы выдавливания и пластического перемещения аргиллитового вещества, то преимущественно в одну сторону, то в разнообразных направлениях, с обтеканием всевозможных препятствий.

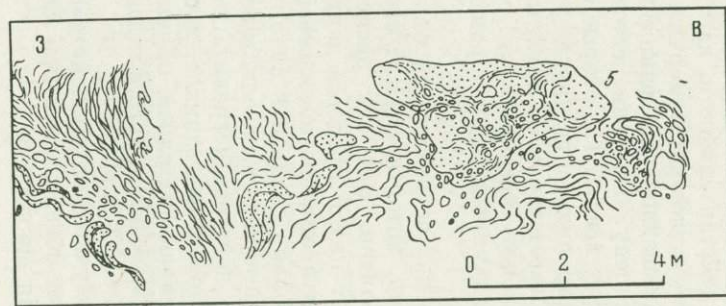
Местами, где сохранилась первичная слоистость флишевых пород, вовлеченных в подводнооползневые перемещения, слои флиша образуют довольно крупные плоские лежащие складки языковидной формы. Толщина этих языковидных флишевых тел, подчиненных олистострому, колеблется в пределах от нескольких до 20—25 м, ширина — от нескольких десятков до 200—300 м, а длина, очевидно, в 2—3 раза больше. Они обращены замками в направлении движения олистострома, т. е. в сторону синклинального прогиба, в который оползали все материалы.

Среди крупных глыб и блоков, захваченных олистостромом, отмечаются отторженцы относительно хорошо сцементированных оползневых материалов совершенно такого же характера, как и вмещающие (см. нижнюю часть рис. VI-8). Это — продукты предшествующих оползней, связанных с той же конседиментационной тектонической фазой. Размеры таких глыб иногда достигают десятков метров в поперечнике.

Олистолиды в описанной толще подводнооползневых накоплений Динарид представлены в большом изобилии. Их количество и размеры возрастают вместе с мощностью олистостромов в районе максимального воздымания оси



a



b

Рис. VI-8. Характер деформации и перемешивания пород в олистостроме на границе флишевых толщ верхнего эоцена и олигоцена на северо-восточном крыле антиклинали Немерчки в Динаридах (а, б).
 1 — разрушенные аргиллиты с вторичными текстурами течения; 2 — тиллитовидные породы — аргиллиты с галечным и валунным материалом; 3 — фрагменты слоев аргиллитов; 4 — то же, песчаников; 5 — глыба ранее образованной породы поддносоползневого происхождения, захваченная олистостромом

антиклинального поднятия Немерчки. Сложены они известняками верхнего мела и первой половины палеогена, включая средний эоцен. Эти экзотические утесы или плоские отторженцы более древних пород, образующие порой почти непрерывные «горизонты» среди более молодых отложений, представляют собой одно из интереснейших явлений в структурной геологии.

На участках, где олистолиты сравнительно невелики (до нескольких десятков метров в поперечнике и по простиранию), они характеризуются по преимуществу овальной или почти овальной формой и напоминают раскиданные в морене валуны (рис. VI-9, а). Кроме них встречаются и небольшие плоские блоки, скользившие плашмя, которые подверглись не окатке, а истиранию снизу. Их нижняя поверхность бывает зазубрена, а известняки около нее отличаются сильной раздробленностью. Все блоки и плоские и окатанные, занимают явно подчиненное положение по отношению к тиллитовидным породам олистостромовых горизонтов. По мере возрастания величины блоков главную роль среди них приобретают плоские. Очень крупные олистолиты всегда имеют плитообразную форму. При этом они располагаются в один ряд (отвечающий горизонту) и находятся так близко друг к другу, что на первый взгляд производят впечатление единой моноклинально залегающей известняковой толщи. Мощность этих плоских олистолитов, вырезанных по слоистости известняков, иногда достигает 100 м и более, а длина и ширина 1000 м, обычно же она составляет 400—500 м.

На современной земной поверхности олистолиты, как правило, образуют скалистые гребни, которые вытянуты в одну линию — один на продолжении другого. Впечатление о единой моноклинально залегающей толще создается в значительной мере за счет совпадения элементов залегания выше- и нижележащих толщ, подошвы и кровли плоских блоков и пластов известняков внутри них. В действительности, как уже говорилось, известняки этой воображаемой «толщи» в районе Немерчки относятся к верхнему мелу или низам палеогена, а вмещающие их флишевые отложения принадлежат к верхнему эоцену и олигоцену. Впрочем, соответствие в залегании различных пород поддерживается не всегда. Некоторые олистолиты как бы несколько повернуты к общему простиранию толщ, другие разбиты на более мелкие угловатые куски, а часть блоков имеет характер крупных фрагментов лежащих складок, потерявших связь со своими «корнями» (см. рис. VI-9, б). В последнем случае хорошо сохранившиеся замки складок обращены в сторону движения подводнооползневых масс.

Иногда здесь встречаются овальные экзотические глыбы диаметром в десятки метров, которые служат своего рода спутниками крупных плоских клиппов-олистолитов. Они так располагаются вокруг последних, как будто откалывались от них в процессе движения и подвергались окатыванию, свободно вращаясь в оползневой массе, тогда как материнский плоский клипп был способен только скользить плашмя.

Образование описанных олистолитов вследствие роста антиклинального поднятия могло начаться с гравитационного послойного скольжения в толще меловых и эоценовых известняков, после чего известняковые плиты, «отклеившиеся» от подстилающих слоев, обрушились в синклинальные прогибы вместе с полужидкими массами дикого флиша, очевидно, во время сильнейших землетрясений (см. рис. VI-9, в).

В других случаях могли действовать иные механизмы отрыва олистолитов — от простых обвалов скал при катастрофических землетрясениях до прямого воздействия шарьяжей.

В целом олистолиты представляют собой переотложенные во флишевых, молассовых и других терригенных толщах бескорневые блоки, как правило,

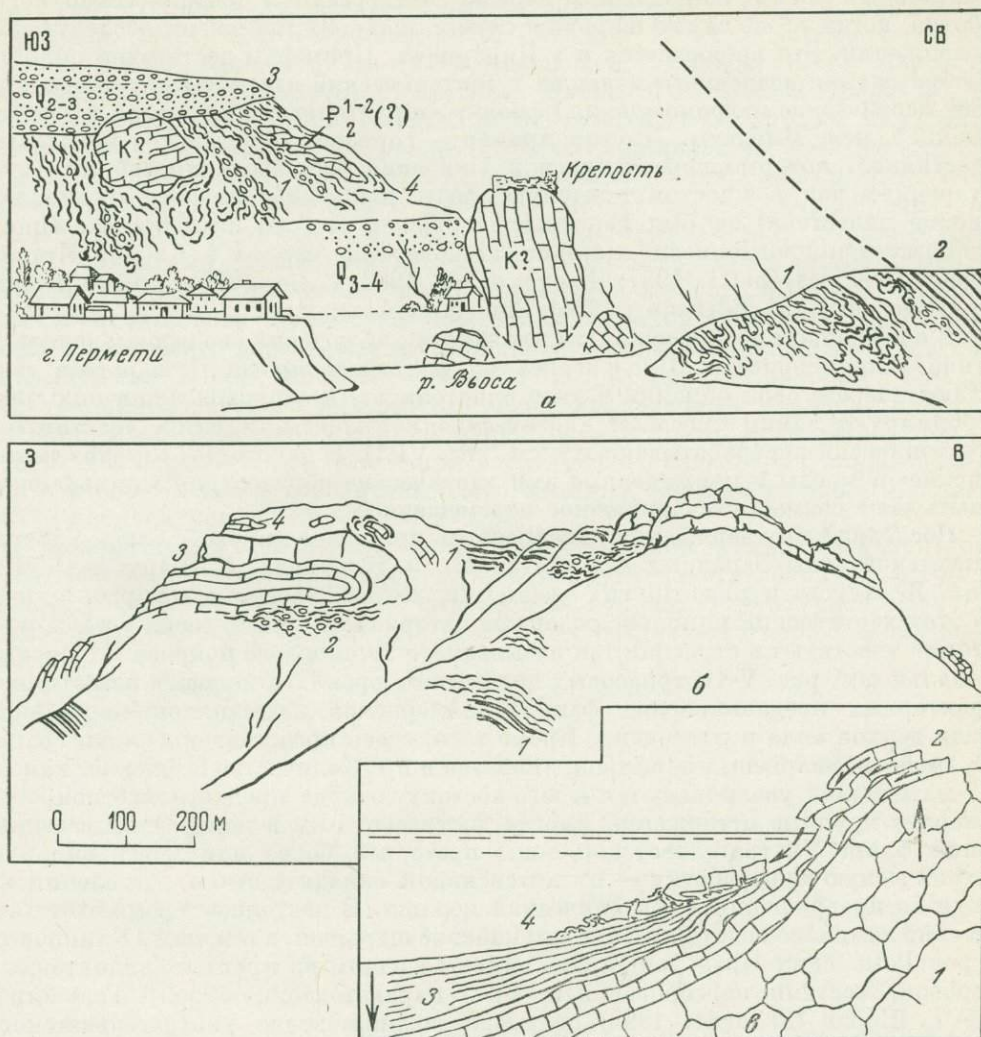


Рис. VI-9. Олистолиты известняков мела и эоцена на границе верхнеэоценового и олигоценового флиша на северо-восточном крыле антиклинали Немерчки в Динаридах и схема их образования:

а — выходы горизонта с олистолитами у г. Пермети (1 — породы оползневого горизонта, 2 — олигоценовый флиш, 3 — отложения верхней — третьей террасы р. Вьосы, 4 — отложения средней — второй террасы р. Вьосы); *б* — олистолиты на правом берегу р. Вьосы у устья р. Чаршовес (1 — флиш, 2 — породы оползневых масс — деформированные аргиллиты с гальками, валунами и фрагментами слоев, 3 — меловые известняки в клипшах, 4 — сопутствующие глыбы тех же известняков); *в* — схема образования олистолитов (1 — породы ядра поднятия, не участвующие в гравитационных структурах, 2 — слои известняков, дающие начало олистолитам, 3 — флиш, 4 — горизонт с экзотическими блоками). Вертикальные стрелки — поперечный изгиб толщ, сопровождавшийся обрушениями; полустрелки — направление гравитационных скользящих перед отрывом блоков; прерывистая стрелка — обрушение и оползневое перемещение

относительно более древних пород, чаще всего известняков, объемом до миллионов и десятков миллионов кубометров. Это своего рода *оползневая мегабрекчия конседиментационных тектонических фаз*.

Изучение хаотических комплексов осадочного происхождения многих областей показывает, что в большинстве случаев они связаны с разрушением фронтальных частей шарьяжей и нередко подвергаются тектонической переработке, когда те же самые шарьяжи перекрывают их при своем последующем продвижении. Это наблюдается и в Динаридах. Примером достаточно полного преобразования осадочного меланжа в тектонический здесь служат описанные выше хаотические нагромождения офиолито-терригенных материалов в зелено-каменной зоне Мирдиты. Другой пример — горизонт олистолитов триасовых известняков, которые переносились в Пиндский флишевый прогиб из более внутренних зон в маастрихт-датскую фазу движений; позднее (возможно, в конце палеогена) он был перекрыт шарьяжем тех же известняков. Много подобных примеров описано в альпидях Северной Африки и Южной Италии (Veneo, 1956; Marchetti, 1957; Broquet et al., 1966; Caire, 1965 и др.), в Тавридах (Rigo de Righi, Cortesini, 1964), Западных Альпах и т. д.

В обобщенном виде результаты множества наблюдений сводятся к довольно четкой закономерности. Продвигаясь во флишевые прогибы, шарьяжи «высылают вперед» свои обломки в виде олистолитов, в сопровождении оплывин, и формируют таким способом хаотические комплексы, а затем «настигают» и тектонически перерабатывают их (см. рис. VI-1). В некоторых случаях «материнские» покровы и порожденные ими хаотические образования в дальнейшем испытывают совместное шарьяжное перемещение.

Последнее подтверждается прекрасным примером дикого флиша Ультрагельветской зоны Западных Альп. Данные Ф. Кауфмана, Г. Шардта, М. Люжона, Ж. Терсье и ряда других ученых позволяют уверенно говорить о том, что этот хаотический комплекс содержит отторженцы практически всех пород, которые участвуют в строении так называемого Клиппового покрова Романских Предальп (см. рис. V-1): триасовых доломитов, юрских и меловых известняков характерных предальпийских фаций; лаймернской известняково-мергельной толщи верхов мела и палеоцена. Кроме того, здесь представлены блоки гранитов, гнейсов, кварцевых порфиров, диабазов и пр. Количество и размеры каменных материалов увеличиваются к юго-востоку, откуда продвигались покровы. Наиболее крупные отторженцы иногда достигают 1 км в поперечном сечении. Дикий флиш Ультрагельветской зоны претерпел более или менее сильную тектоническую переработку — от интенсивной складчатости и разделения на чешуи до превращения в тектонический меланж. В настоящее время этот хаотический комплекс подстилает предальпийские шарьяжи, в том числе Клипповый покров Романских Предальп, и сам является одним из крупных аллохтонных покровов, местами переброшенных через параавтохтонную зону Гельветид. Еще Г. Шардт (Schardt, 1898) связывал возникновение ультрагельветского флиша с разрушением лобовой части Клиппового покрова, который позднее перекрыл этот флиш и вместе с ним продвинулся на северную окраину Альп. Это представление ныне разделяется большинством исследователей (Леонов, 1972). Движение Ультрагельветского покрова могло реализоваться не только в форме волочения под вышележащими шарьяжами. Вероятно, часть пути им была пройдена самостоятельно впереди них, хотя и в результате отжимания из участка накопления дикого флиша.

На территории СССР образования типа осадочного меланжа описывались на южном склоне Большого Кавказа (Гроссгейм, 1948; Мамедов, 1968; Леонов, 1975), в Восточных Карпатах (Корнеева, 1953; Круглов, 1965), на Енисейском кряже (Григорьев, Семихатов, 1958) и в некоторых других районах с различным возрастом складчатости. Особое внимание советских геологов в последние годы

привлекал офиолитовый меланж в основании тектонических покровов или зоны надвигов с затертыми в них серпентинитами. Эти явления изучены, в частности, на Урале (Шейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973), Малом Кавказе (Книппер, 1973₁, 1973₂; Ломизе, 1970; Соколов, 1974), в Карпатах (Ломизе, Плошко, 1969), Южном Тянь-Шане (Сабдюшев, Усманов, 1971), Корякском нагорье (Александров, 1973). В пределах Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, главным образом в Корякском нагорье, был обнаружен меланж так называемого *францисканского типа*, сходный с комплексом чешуйчатых глин (Hsu, 1967). Напомним, что францисканский комплекс, широко развитый в эвгеосинклинальной зоне Береговых хребтов в системе Северо-Американских Кордильер, представляет собой мощную кремнисто-граувакковую серию с диабазами, спилитами и многочисленными горизонтами хаотических подводно-оползневых масс. Эта серия позднеюрского — мелового возраста содержит также значительное количество серпентинитового материала, который попал сюда в результате переотложения или тектонически внедрился по надвиговым зонам (Бейли, Блейк, 1969). В Корякском нагорье и других районах в западном секторе Тихоокеанского складчатого пояса аналогичный комплекс имеет доаптский, преимущественно юрский возраст и несет следы меланжирования как в процессе седиментации, так и при последующих надвиговых перемещениях, часто с образованием серпентинитового меланжа (Богданов, 1969; Некрасов, 1971; Александров, 1973).

Изложенные в этой главе сведения дают основания думать, что дальнейшее, углубленное изучение природы меланжа и других хаотических структур поможет решить многие еще не выясненные вопросы структурной геологии, в том числе вопрос о факторах, при которых реализуется перемещение шарьяжей.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ГЛЫБОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ

Глубинные разломы разбивают всю земную кору и создают ту основную делимость, которая находит свое выражение в ее глыбовой, или блоковой, структуре. Ограничивая подвижные глыбы, глубинные разломы сами представляют собой геологические тела, часто очень сложного внутреннего устройства, значительной ширины (десятки километров), громадной протяженности (сотни и тысячи километров), большой глубины заложения (до первых сотен километров) и длительного развития (сотни миллионов лет). Чрезвычайная «консервативность», т. е. сохранение пространственного положения разломов, определяет характерные и устойчивые черты лика Земли — его структурную выразительность на протяжении геологической истории по крайней мере с середины протерозоя.

В изучении глубинных разломов можно различать два аспекта различной масштабности: глобально-региональный, ставящий задачей выяснить закономерности распределения глубинных разломов на поверхности Земли и ту связь с ними, которая существует у важнейших геоструктурных единиц, и изучение внутренней анатомии зон глубинных разломов. Первая задача встает перед региональной геологией и геотектоникой, вторая — перед структурной геологией. В настоящей главе особое внимание уделено главным образом первой задаче, поскольку вторая решается путем изучения различных особенностей сложноподислоцированных толщ, чему посвящена большая часть глав этой книги.

Региональное распределение линейных структур привлекло к себе внимание исследователей задолго до того, как было сформулировано понятие «глубинный разлом» в его теперешнем смысле и, тем более, задолго до появления самого этого термина. В начале текущего столетия У. Хоббс (Hobbs, 1911) показал на большом числе примеров, главным образом для обнаженных частей кристаллических щитов, существование некоторых прямолинейных элементов, которым подчиняется рельеф земной поверхности, что в свою очередь связано с таким же расположением вертикальных трещин, разбивающих коренные породы и образующих системы разрывов. По мнению У. Хоббса, подобное глыбовое строение земной коры должно было влиять и на возникающие в ней деформации.

Позже Р. Зондер (Sonder, 1938) предложил различать трещиноватость двух типов: «специальную», связанную с образованием отдельных тектонических структур, и «линеamentную», являющуюся первичной особенностью земной коры. Сеть линеаментов оказывает, как считает Р. Зондер, влияние как на развитие рельефа, главным образом на расположение речных долин, так и на формирующиеся тектонические структуры. Он показал, что линеаменты глубоко залегающего фундамента как бы «просвечивают» через достаточно мощный осадочный чехол и дают себя знать на поверхности Земли*. Последнее достиж-

* Эта особенность линеаментов — их долгоживучесть — позволяет видеть на снимках из космоса структуру кристаллического фундамента, просвечивающую через достаточно мощный покров более молодых пород.

гаются непрекращающимися микродвижениями по трещинам, что и приводит к эффекту сохранения следов разлома фундамента в чехле.

Первым, кто специально обратил внимание на линейные структурные зоны, тянущиеся на громадные расстояния на юге России, был А. П. Карпинский. Названные его именем «линии Карпинского» — это полоса дислокаций или «зачаточный кряж», тянущийся на громадное расстояние от Келецко-Сандомирских гор в Польше, до п-ова Мангышлак и далее на восток (Шатский, 1948). Этот пояс рассматривается сейчас как важнейшая зона глубинного разлома, уходящая на востоке в Тянь-Шань, пересекающая континент Азии и достигающая Тихого океана.

Из крупнейших западноевропейских геологов на тектонические линейные элементы обратил особое внимание Г. Штилле. Уже в его работах 20-х годов появляются сведения о тектонической зоне «Средиземное море — озеро Мьеса», ориентированной в субмеридиональном направлении, перпендикулярном к общему простираению палеозойской складчатости Европы. Эта зона определена как «область рейнского (меридионального) орогенеза» (Штилле, 1964, с. 99) и достигает протяженности около 1000 км при ширине до 150—200 км. Мощность отложений, выполняющих сопутствующие ей грабены, превышает 2000—3000 м (грабены Осло, Гессенский и Рейнский). Здесь повсеместно присутствуют вулканогенные образования и характерна глыбовая дислоцированность саксонского типа (германотипная). Время развития «прогибов-грабенов» — послекаледонское на севере (Норвегия) и мезозойско-кайнозойское на юге (Верхний Рейн), что указывает на длительность формирования зоны в целом. В более поздней статье Г. Штилле наметил еще целый ряд других линейментов и среди них такие, как Балтийско-Подольский (линия Торнквиста), Адриатический и Бискайский (Штилле, 1964).

Г. Штилле высказывает мысль, что прямолинейность всех крупных тектонических сооружений предопределена именно линейментами, под которыми понимаются «древние заложения», «древние направления» или «древние ослабленные зоны». Земную кору следует считать «весьма сильно изборозженной линейментами, из которых, однако, только отдельные в ходе развития Земли активизировались и приобрели особое значение» (Штилле, 1964, с. 612). Одним из важнейших в Европе признается Балтийско-Польский линеймент, ограничивающий Русскую платформу (Фенносарматия, по Штилле) с запада. Достоверность этой линии в качестве важнейшей тектонической границы аргументируется, помимо прочих, и стратиграфическими признаками — быстрым выклиниванием цехштейновой соли к востоку, резким падением мощности (от 1300 до 50 м) пестрого песчаника (триас) в том же направлении и т. д. Общая мощность мезозоя при переходе через «линию» падает от 3000 м к западу от нее до десятков метров на востоке.

В нашей стране идеи о существовании важных структурных направлений типа тектонических линейментов, выдвинутые А. П. Карпинским, были воскренены в 30-х годах в трудах И. Г. Кузнецова, в которых вертикальные перемещения больших блоков земной коры рассматривались как основа тектонического развития Кавказа (Кузнецов, 1933). Тогда же В. А. Николаев (1933) наметил «важнейшую структурную линию Тянь-Шаня» как границу между каледонским Северным и варисским Южным Тянь-Шанем. Позднее В. И. Попов писал, что «крупные разломы, сингенетичные с образованием осадков, которые разделяют области согласного и несогласного накопления осадков (обычно различающихся в обеих областях по мощности и по фациальному составу) можно назвать «дискорданогенными» (Попов, 1938, с. 251). В этих словах

угадывается то содержание, которое в будущем стали вкладывать в понятие «глубинный разлом».

Н. С. Шатский наметил своими работами три категории глубинных структур, отвечающих тектоническим линеаментам или глубинным разломам: глобальные швы на окраинах континентов (с глубокофокусными землетрясениями), краевые швы в зонах сочленения платформ и геосинклиналей и глубокие сквозные дислокации, охватывающие платформы и складчатые области (Шатский, 1946, 1947, 1948). Статья Н. С. Шатского о зонах глубокофокусных землетрясений появилась одновременно со статьей А. Н. Заварицкого (1946) на близкую тему. В статьях показано неразрывное единство верхних частей земной коры с ее более глубокими частями и с мантией, что, по мнению Н. С. Шатского, ставило прочную преграду горизонтальному скольжению верхних оболочек Земли относительно нижних в духе гипотезы плавления материков.

Рассмотрение характера сочленения платформ со складчатыми геосинклинальными областями привело Н. С. Шатского к выводам о формировании краевых прогибов и краевых швов. Подход Н. С. Шатского к проблеме глубоких дислокаций, охватывающих как платформы, так и складчатые области, перекликается с уже упомянутыми построениями А. П. Карпинского и Г. Штилле. В отношении этих структур он допускает единую причину их возникновения как на платформах, так и в геосинклиналях и объявляет эту причину сверхглубинной. Во всех последующих работах Н. С. Шатский неизменно упоминает о глубинных разломах и показывает их на своих картах и схемах.

Собственно термин «глубинный разлом» был предложен А. В. Пейве (1945, 1947) в результате работ на Урале, в Казахстане и Тянь-Шане. Поскольку деятельность исследователя протекала в складчатых областях, этот термин обрел с самого начала структурный оттенок. Если у А. П. Карпинского и Н. С. Шатского речь шла о «линеаментах», «полосах» и «зонах дислокаций», то в работах А. В. Пейве глубинные разломы больше похожи на конкретные дизъюнктивы. Однако бесспорным достижением явилось достаточно четкое определение тех требований, которым должен удовлетворять глубинный разлом: устойчивость в пространстве, значительная протяженность, длительность развития, большая глубина заложения и первичность по отношению к складчатости, надвигам, сбросам и другим структурным формам, которые образуются только в верхнем структурном этаже и являются «поверхностными» (Пейве, 1947, с. 107). Утверждалось также, что вертикальные тектонические движения реализуются в образовании поднятий и опусканий, разделенных глубинными разломами (Пейве, 1956).

В пятидесятые и шестидесятые годы глубинные разломы стали обнаруживать во всех регионах страны, при съемках всех масштабов, даже детальных. Количество работ, где упоминаются глубинные разломы, перестало поддаваться учету. Появились специальные монографии о глубинных разломах, в отдельных трудах по геотектонике глубинным разломам стали отводиться специальные разделы и т. д. и т. п. Следует заметить, что автор термина «глубинный разлом», окончательно сформулировав ряд характеристик этих структурных элементов (Пейве, 1965), вскоре внес в свое исходное определение такие добавления и изменения (Пейве, 1967), которые полностью лишили это понятие его самых существенных черт и, прежде всего, глубинности и длительности развития.

Попытку классификации глубинных разломов можно найти у В. Е. Хаина (1973). Построив ее на чисто кинематической основе, он предлагает разделять глубинные разломы по тому же признаку, что и обычные разрывные нарушения, и различать среди них глубинные сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги. Легко

видеть, что подобное деление не отвечает самой природе рассматриваемого явления, смысл которого состоит в обозначении подвижной зоны, разделяющей участки с резко различным тектоническим режимом, не похожие друг на друга по своим параметрам. Сам принцип определения «амплитуды» глубинного разлома неверен. Дело не в амплитуде, т. е. не в количественном выражении чисто механического смещения, а в качественном различии строения тектонических блоков, разобщенных глубинным разломом. Более приемлемо приводимое тем же исследователем деление глубинных разломов по признаку глубины их заложения, хотя этот признак трудно является и требует применения глубинной геофизики.

В монографии А. И. Суворова (1973) предложена классификация глубинных разломов по их принадлежности к важнейшим геоструктурным элементам, таким как платформы — древние и молодые — и геосинклинальные складчатые области разного возраста. При этом предполагается, что на каждом этапе развивается своя система глубинных разломов, отличающихся собственным набором морфологических признаков. При этом разломы могут быть унаследованными от более древних, но могут быть и новообразованными.

Представляется, что подобное разделение мало убедительно: во-первых, признаки выделенных таким образом групп недостаточно четки и выразительны, чтобы служить определяющими, а, во-вторых, одним из главных признаков глубинных разломов является долговечность и способность сохранять свое постоянное положение на одном и том же месте, что входит, так сказать, в само определение понятия глубинного разлома.

Дать достаточно обоснованную классификацию глубинных разломов в настоящее время трудно. Для этого надо осуществить их всестороннее и повсеместное изучение, что еще далеко не сделано. Вероятно, в качестве временной меры можно группировать длинные разломы, как это делает А. И. Суворов, по их пространственной ориентировке.

При характеристике некоторых региональных систем глубинных разломов мы преследуем цель показать их пространственное размещение и связи с геоструктурами разных регионов.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

На Украинском щите и в сопредельных с ним регионах за последние десятилетия благодаря применению геофизики и успехам буровых и горных работ были достигнуты значительные результаты в деле изучения глубинных разломов. Кроме того, щит представляет большой интерес, как то место, где на дневную поверхность выходит кристаллический фундамент, скрытый в других местах Русской платформы под мощным чехлом осадочных пород. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать глубинные разломы в двух аспектах: как структуры щита, обладающие несомненной древностью своего возникновения, и как структуры платформенного чехла в тех случаях, когда они в этом чехле продолжаются. Вопросы внутреннего строения зон глубинных разломов в самом теле Украинского щита здесь не рассматриваются. Нам будет больше занимать вопрос пространственного размещения глубинных разломов и их соотношение с крупными геоструктурными элементами региона.

Система субмеридиональных глубинных разломов. Усилиями многих геологов и геофизиков на Украинском щите выделено целое семейство глубинных разломов древнего (протерозойского) заложения, пересекающих щит и прилегающие геоструктуры на отдельные крупные блоки.

Одесский глубинный разлом (рис. VII-1) трассируется через Гомель, Киев и Одессу и пересекает самые разные геоструктурные элементы, в том числе и впадину Черного моря (Чекунов, 1972). На Украинском щите вскрыты глубокие корни этого глубинного разлома, отвечающие Брусилowo-Одесской структурно-формационной зоне, представляющей собой сложный

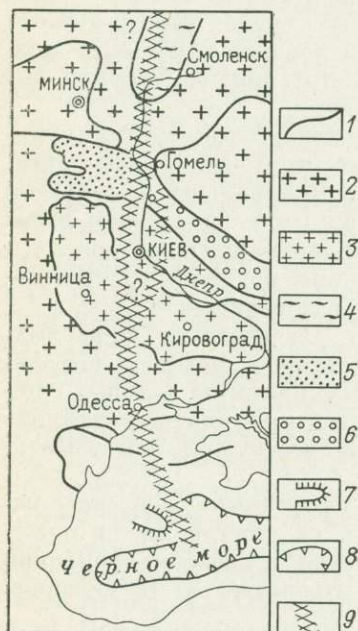


Рис. VII-1. Схема Одесского глубинного разлома. По А. В. Чекунову (1972) с упрощениями.

1 — контуры структур. Восточно-Европейская платформа; 2 — дорифейский фундамент на дневной поверхности; 3 — участки приподнятого залегания фундамента. Площади глубокого залегания фундамента; 4 — Оршанско-Крестцовский прогиб; 5 — Припятский грабен; 6 — Днепровский грабен. Дно Черного моря; 7 — положительные формы дна; 8 — области отсутствия «гранитного слоя»; 9 — Одесский глубинный разлом

а восточнее они отсутствуют. Для распространения апт-альбских отложений эта зона является уже их западной границей. Подобные соотношения осадочных комплексов с зоной разлома позволяют сделать вывод о ее подвижности в разные моменты геологической истории, причем движение разделяемых блоков в разное время было разнонаправленным.

Уже в пределах Черноморской впадины Одесский глубинный разлом служит границей двух прогибов, из которых западный (Крыловский) закончил свое развитие в юре, а восточный (Одесско-Сивашский) продолжал развиваться в течение всего мела и палеогена. Еще дальше к югу с Одесским глубинным разломом совпадает субмеридиональный изгиб контура «гранитного» слоя Черноморской впадины.

нижнепротерозойский синклиний субмеридионального простирания, глубоко врезанный в породы более древнего основания (Белевцев, 1964; Изучение блоковой тектоники..., 1968). Сложена Брусилowo-Одесская зона тетерево-бугской серией метаморфических пород, сопоставляемой с криворожской серией. Возраст серии, по данным свинцово-изотопного метода, 1850—2200 млн. лет. К западу и востоку от Одесского глубинного разлома породы, составляющие Украинский щит, различны. На западе это гранат-биотитовые гнейсы и архейские граниты, на востоке — графит-плагиоклазовые и амфиболовые гнейсы и граниты, созданные протерозойской гранитизацией.

На северном продолжении Одесского глубинного разлома, уже за пределами Украинского щита, лежит сочленение Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов. Оба эти прогиба разделены Черниговско-Брагинским выступом кристаллического основания. На этом участке наблюдается резкое уменьшение глубины залегания фундамента и такое же резкое сокращение мощностей и изменение состава осадочных пород, выполняющих прогибы. Здесь же установлена целая серия субмеридиональных разрывов, в этом же направлении ориентированы магнитные и другие геофизические аномалии.

На южном склоне Украинского щита можно проследить влияние Одесского глубинного разлома на мощный чехол осадочных пород, покрывающих кристаллический фундамент. Так, например, к западу от зоны разлома широко развиты отложения кембрия и силура,

Орехово-Павлоградский глубинный разлом прослежен от Харькова до восточной части Крымского полуострова (Чекунов, 1972) и выражен в пределах Украинского щита синклиниорием субмеридионального направления, прослеженным на 150 км при ширине 10—15 км. Складки синклинория образованы железо-кремнистой формацией, залегающей среди поля сплошных гранитов (Семененко, 1966). Анализ геологического и геофизического материала показал, что Орехово-Павлоградский глубинный разлом уходит далеко за пределы обнаженной части Украинского щита и так же, как и Одесский, пересекает разные геоструктурные элементы. На севере вдоль него происходит сочленение Днепровско-Донецкой впадины со складчатым сооружением Донбасса. Различие в строении и развитии обоих этих регионов общеизвестно. В зоне сочленения широко развиты субмеридиональные флексуровидные перегибы и разрывные нарушения, происходит отклонение донецких складок в северном направлении.

Орехово-Павлоградский глубинный разлом разделяет восточную половину Украинского щита на две части разного строения и развития: западную, Днепровско-Бугскую, и восточную — Приазовскую. Последняя была, видимо, существенно затронута палеозойскими движениями.

В равнинной части Крыма на продолжении глубинного разлома лежит граница между Одесско-Сивашским и Индольским мезозойскими прогибами, а в горном Крыму вдоль этого же направления происходит смена литофаций верхней юры от флишевых на востоке до карбонатных на западе (Муратов, 1972). А. В. Чекунов (1972) не исключает возможности, что зона Орехово-Павлоградского разлома протягивается через Черное море в Турцию, где разделяет древние массивы — Кыршехирский и Ладийско-Карийский.

Украинский щит рассечен параллельно двум описанным глубинным разломам еще целой системой субмеридиональных зон, возникших еще в протерозое: Криворожско-Кременчугской, Конско-Белозерской и Кировоградской. Глубинные сейсмические исследования показывают, что все они пересекают раздел М и уходят корнями в мантию Земли (Чекунов, 1972). Все глубинные разломы этой группы продолжаются за пределами щита и расчленяют как Днепровско-Донецкий авлакоген, так и Скифскую молодую платформу и альпийскую геосинклиналию область.

Система субширотных глубинных разломов. Целая система субширотных глубинных разломов разбивает юг Европейской части Союза. Некоторые из них разграничивают крупные геоструктурные единицы региона, другие проходят внутри них.

Днепровско-Донецкая впадина ограничена с северо-востока и юго-запада Барановичско-Астраханским и Припятско-Маньчским глубинными разломами, имеющими сложное строение. На поверхности кристаллического фундамента они выражены системами ступенчатых сбросов шириною 15—20 км каждая, отдельные блоки этих зон погружаются к центру впадины. Геофизики прослеживают эти зоны до глубины 100—200 км, т. е. много ниже поверхности М. Амплитуда максимального вертикального смещения поверхности фундамента в зоне северного разлома составляет до 16 км, в зоне южного до 1 км (Гавриш, 1974). Вблизи разломов известны основные эффузивные тела разного возраста: позднедевонско-раннекаменноугольные, позднекаменноугольно-триасовые и среднеюрско-поздне меловые. Возраст заложения глубинных разломов определяется возрастом пород, выполняющих центральный грабен впадины. Здесь известны заведомо девонские отложения, однако ряд исследователей склонны считать, что в низах разреза, обладающего столь большой мощностью (15—

20 км), должны присутствовать и нижнепалеозойские, а возможно, и рифейские образования (Чекунов, 1972), что соответственно увеличивает возраст заложения субширотных разломов, приближая его к возрасту субмеридиональных. Саму Днепровско-Донецкую впадину следует, видимо, квалифицировать как длительно развивавшийся приразломный прогиб типа авлакогена.

В поперечном направлении авлакоген разделен уже упомянутыми субмеридиональными глубинными разломами на отдельные звенья-блоки с различным строением и историей своего развития: Припятский грабен, Черниговский выступ, Днепровский грабен и Донецкое складчатое сооружение. Таким образом, с единой субширотной системой глубинных разломов оказываются связанными блоки достаточно разного геологического развития — от типично платформенных до близких к миогеосинклинальным (Донбасс).

Южная граница Русской платформы также проходит по крупному глубинному разлому. В его южном крыле происходит резкое опускание поверхности M на 3—5 км. Ширина зоны разлома на глубине достигает 15—20 км, а у поверхности 40 км. Имеющиеся геофизические данные позволяют протягивать глубинный разлом от Предкавказья через северную часть Азовского моря и Перекопский перешеек до Добруджи. А. В. Чекунов (1972) высказывает весьма вероятное предположение, что западнее этот глубинный разлом разделяет Восточные и Южные Карпаты.

Граница Альпийской складчатой области юга Европейской части СССР со Скифской плитой также проходит по зоне крупных глубинных разломов, тянущейся от Центрального Кавказа через Горный Крым, а западнее, уже в Болгарии, — между Мизийской плитой и мегантиклинорием Старой Платины (Чекунов, 1972). Все данные об этом разломе получены главным образом методами ГСЗ и гравиметрии, непосредственному геологическому наблюдению сама зона недоступна.

Неотектонические проявления глубинных разломов на равнинах юга СССР. Современный рельеф и особенно расположение и устройство речной системы в значительной степени обусловлены сеткой глубинных разломов. Хорошо известна приуроченность цепочки озер и болот к Припятско-Маньчскому глубинному разлому, меняют направление своего течения при пересечении с ним реки Псёл и Орель. Так же ведут себя относительно Барановичско-Астраханского глубинного разлома реки Снов, Сейм, Сула и Ворскла (Геренчук, 1960; Соколовский, Волков, 1965; Гавриш, 1974). Хорошо увязываются (рис. VII-2) с сеткой разломов и блоковым строением северной части Подолии новейшие поднятия и прогибы района Гологоро-Кременецкой возвышенности (Свынко, 1974).

Приведенные примеры глубинных разломов Украинского щита и сопредельных с ним регионов хорошо подчеркивают его крупноблоковое строение. Не останавливаясь на вопросе о числе выделенных систем глубинных разломов, будем считать, что главными направлениями являются субмеридиональное — более древнее и субширотное — более молодое, которые и определили структурное лицо всего обширного региона. Периодическое тектоническое оживление то одной, то другой системы приводило к созданию поднятий и опусканий, к размыву одних блоков и к загрузке осадками других, к формированию складчатых структур при условии большой активности блоковых движений, к проявлениям магматизма и метаморфизма при создании достаточной проницаемости по зонам разломов.

Глубинные разломы юга Европейской части СССР образуют сплошную сетку, состоящую из субширотных и субмеридиональных линеаментов дори-

фейского возраста и подкорового заложения. Наиболее подробно эта сетка, образующая сплошную блоковую мозаику, проанализирована в работах Я. Н. Белевцева, К. Ф. Тяпкина, А. В. Чекунова, В. К. Гавриша и др. При взаимном пересечении глубинные разломы дают в плане блоки со сторонами в среднем по 140—150 км. Можно полагать, что сетка глубинных разломов контролировала в геологическом прошлом расположение геоструктурных элементов байкальского, палеозойского и альпийского возраста всего обширного региона юга Европейской части Союза. При этом ведущая роль переходила от одной группы разломов к другой, а вновь созданные структуры вписывались

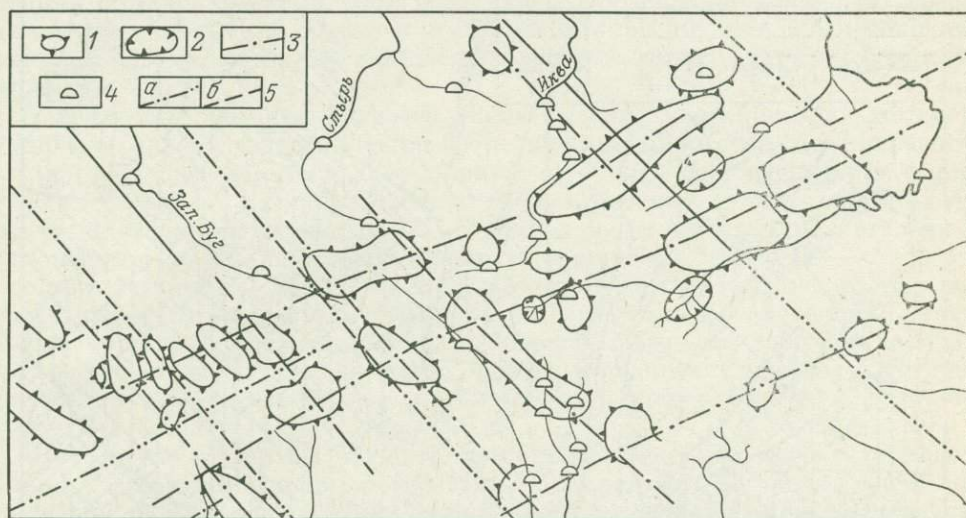


Рис. VII-2. Схема новейших структур Подолии. По И. М. Свынко (1974) с упрощениями.

1 — новейшие поднятия; 2 — впадины; 3 — оси новейших поднятий; 4 — деформации продольных профилей рек; 5 — разломы, установленные (а) и предполагаемые по геофизическим данным (б)

в уже существовавшую сетку разломов, как это было, например, с Днепроовско-Донецким авлакогеном на палеозойском и отчасти на мезозойском этапах развития (Чекунов, 1972).

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Восточная Сибирь в представлении большинства авторов рассматривается как область, где отчетливо выражены два главных направления разломов: «байкальское» — северо-восточное и «саянское» — северо-западное. Слабее проявлены субширотное и субмеридиональное направления (рис. VII-3). С этими разломами связывается развитие сложных геосинклинальных систем и активизированных зон юга Восточной Сибири. В последние годы появляются данные также о так называемых «скрытых разломах фундамента» («зоны повышенной трещиноватости», «зоны скрытых нарушений фундамента», «зоны повышенной проницаемости» и т. д.), имеющих обычно поперечную ориентировку по отношению к выраженным на поверхности («Глубинные разломы юга Восточной Сибири...», 1971). Длительность развития тех и других и значительная глубина их заложения позволяет относить большинство из них к категории глубинных, общая же структура всей этой обширной части Азиатского материка

представляется в виде скопления ориентированных блоков, ограниченных упомянутыми системами разломов.

Одним из важнейших структурных линеаментов Восточной Азии, несомненно, является Монголо-Охотский глубинный разлом, намеченный в своих звеньях трудами М. С. Нагибиной, Л. И. Красного, А. Д. Щеглова и других и выделенный в качестве единой структурной единицы Д. И. Горжевским и Е. М. Лазько (1961). Протяженность глубинного разлома только в пределах Восточной Сибири превышает 2000 км. Давай наиболее общую характеристику,

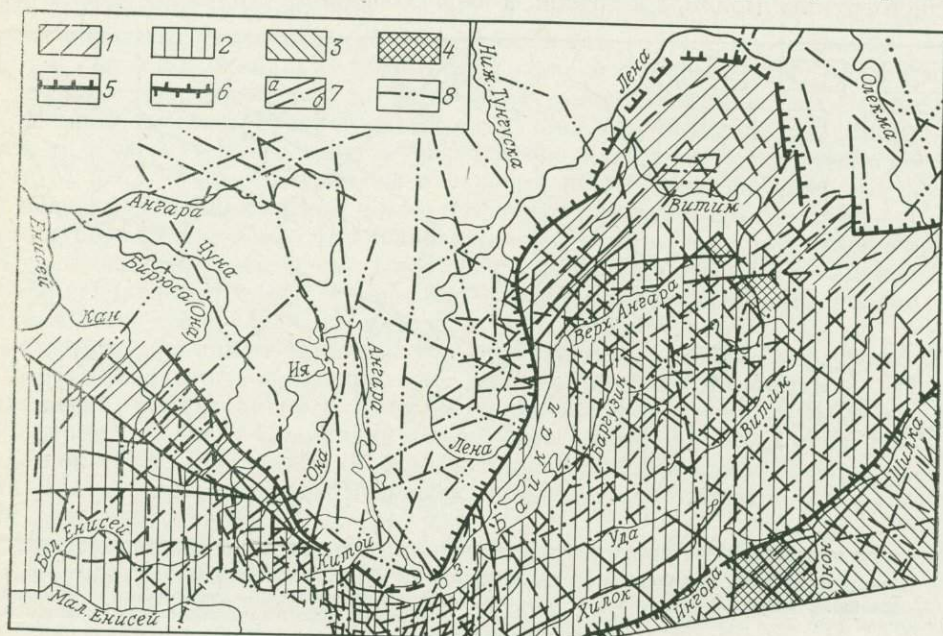


Рис. VII-3. Схема разломов юга Восточной Сибири (Глубинные разломы..., 1974).
Области складчатости: 1 — байкальской; 2 — раннекаледонской, 3 — герцинской; 4 — срединные и жесткие массивы; 5 — краевой шов платформы; 6 — Монголо-Охотский структурный шов; 7 — разломы в областях складчатости (а — прослеженные, б — скрытые); 8 — разломы в фундаменте Сибирской платформы

можно считать его краевым швом между областью развития докембрийских комплексов Сибирской платформы и палеозойско-мезозойскими складчатыми системами Монголо-Охотского пояса. С точки зрения более подробной структурной квалификации, это — зона чрезвычайно высокой подвижности и проницаемости, находящая свое выражение в резком усилении дислоцированности пород и проявлении интенсивного метаморфизма и локального разновременного эффузивного и интрузивного магматизма.

Рассматривая отдельные, наилучше изученные звенья Монголо-Охотского глубинного разлома, можно составить представление о деталях строения этой интересной тектонической структуры.

Пришिल्кинская зона глубинного разлома, достаточно подробно охарактеризованная в работе Ю. Ф. Мисника и В. В. Шевчука (1975), расчленена на отдельные части поперечными «сквозными» системами. Протяженность зоны около 400 км. Осевая ее часть, собственно краевой шов, имеет ясное выражение в виде сравнительно широкой (несколько километров) полосы

динамотермальных метаморфитов: рассланцованных и перекристаллизованных катаклазитов и милонитов. Шовная зона рассматривается авторами как осевая часть глубинного разлома, разграничивающая его северное и южное крылья. Северное крыло входит в состав юго-западной окраины Алдано-Витимского щита (Лазыко, 1961; Кирилюк, 1964) и сложено высоко метаморфизованными породами протерозойского станового комплекса и гранитоидными породами. Южное крыло имеет более сложное строение и принадлежит уже складчатой системе раннемезозойского возраста. Здесь можно выделить ядра так называемой «ранней консолидации», сложенные высокометаморфизованными породами, близкими к становому комплексу, и верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, представленными мощными геосинклинальными толщами зеленых сланцев, с которыми связан пояс гипербазитовых интрузий (агинский комплекс).

В среднем и позднем палеозое вдоль шовной зоны Монголо-Охотского глубинного разлома развиваются своеобразные линейно вытянутые приразломные прогибы, обычно небольшой ширины (1—5 км) и «ломтевидной» формы (Мисник, 1968), выполненные глинисто-серицитовыми, хлорит-серицитовыми и другими сланцами в чередовании с покровами диабазов и мелкогалечных конгломератов, возраст которых варьирует в широких пределах — от девона до перми, а мощность всей толщи достигает 3000 м (Куэнгинский прогиб). Во внешних частях встречены туфогенные и угленосные образования. Значительные пространства между «ломтевидными» прогибами могут рассматриваться как своеобразные палеозойские орогенные поднятия, в пределах которых формировались значительные массы плутоно-метаморфических и интрузивных образований.

Мезозойское развитие южного крыла Монголо-Охотского глубинного разлома в Пришилкинской зоне может быть охарактеризовано как время возникновения линейных поднятий, вытянутых в северо-восточном направлении и разделенных прогибами с флишеидным заполнением. Позднемезозойская история ознаменовалась интенсивным разрастанием поднятий с характерными для них интрузивными и плутоно-магматическими образованиями. В прогибах продолжалось континентальное накопление молассоидных угленосных образований и чисто вулканогенных липарит-андезитового и базальтового типов.

Большое влияние на конфигурацию всей зоны Монголо-Охотского глубинного разлома имели «сквозные» или «поперечные» разломы, придавшие ей угловато-ломаные («сигмоидальные») очертания в плане. На рис. VII-4 можно отчетливо видеть сигмоидальное изменение простираний границ и рассланцованности протерозойских пород в бассейне рек Газимур и Боты на отрезке, где вся Монголо-Охотская система пересекается сквозным Шилка-Аргунским поперечным разломом фундамента. Гипербазитовый пояс прерывистых линейных пластовых интрузий, имеющий к востоку от г. Сретенска отчетливое северо-восточное простирание, меняет его на субмеридиональное, параллельное проходящему здесь «сквозному» разлому поперечного направления. В южном крыле разлома подобным же образом сигмоидально изгибаются складки протерозойско-нижнепалеозойских метаморфических комплексов.

В средне- и позднепалеозойскую эпоху все пространство между сквозными поперечными зонами выглядит как длительно развивающееся поднятие. На мезозойском этапе по поперечным разломам резко меняются мощности и литологический состав юрских толщ, выполняющих приразломные прогибы. Таким образом, «сквозные» поперечные направления, хотя и не всегда находят свое непосредственное дислокационное выражение в виде поверхностных разломов

или зон сгущения трещиноватости, но играют, тем не менее, очень существенную роль в формировании различных формационных и структурных образований.

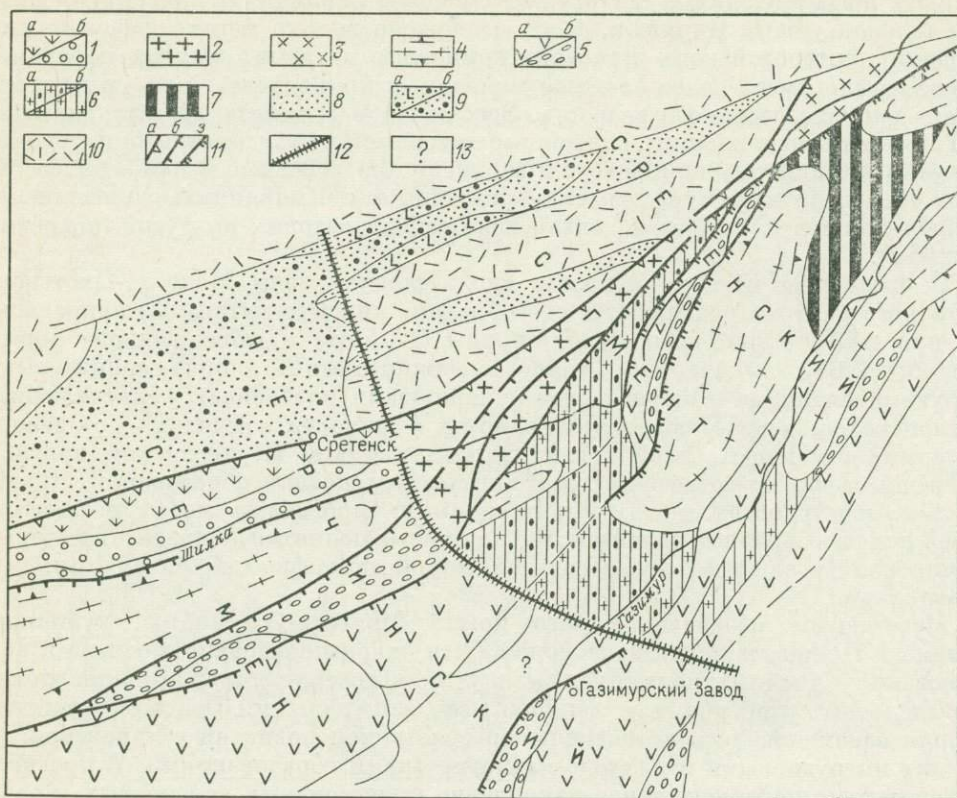


Рис. VII-4. Тектоническая схема Пришилkinsкой зоны Монголо-Охотского глубинного разлома. По Ю. Ф. Миснику и В. В. Шевчуку (1975).

Южное крыло (раннеюрская складчатость): 1 — Верхнешилкинская система шовных вулканотектонических впадин (а — наземные андезит-липариты, б — красноцветная моласса); 2 — Среднешилкинская система горстов и грабенов, интенсивный гранит-диоритовый магматизм; 3 — Нижнешилкинская система горстов и грабенов; 4 — магматогенные сводовые поднятия; 5 — вулканотерригенные впадины (а — наземные андезит-липариты, б — континентальная моласса); 6 — Уктычское поперечное глыбовое поднятие, интенсивный гранит-диоритовый магматизм; 7 — Кучугайское поперечное глыбовое поднятие. Северное крыло (раннепротерозойская складчатость). Наложённые вулканотерригенные тектонические впадины: 8 — раннеюрские, 9 — среднеюрские (а — наземные андезит-липариты, б — континентальная моласса); 10 — глыбовые поднятия; 11 — Монголо-Охотский глубинный разлом (а — краевой шов, б — система Борщовочного разлома, в — система Шилка-Газимурского разлома); 12 — Шилка-Аргунский (Сретенско-Нерзаводский) сквозной поперечный разлом; 13 — Туровское орогенное поднятие неясного генезиса

Верхнеамурское звено Монголо-Охотского глубинного разлома также дает хороший пример зоны подобного рода. В качестве северного крыла здесь выступает так называемая «янканская зона» — поле сильно метаморфизованных и гранитизированных пород раннепротерозойского возраста с характерным интенсивным дроблением и диафторезом пород и с интенсивным внедрением интрузий от габброидного до гранитоидного состава (рис. VII-5). По системе из многих разломов древние породы граничат с палеозойскими породами Верхнеамурского синклинория, превращенными в зоне сочленения кварц-серицитовые,

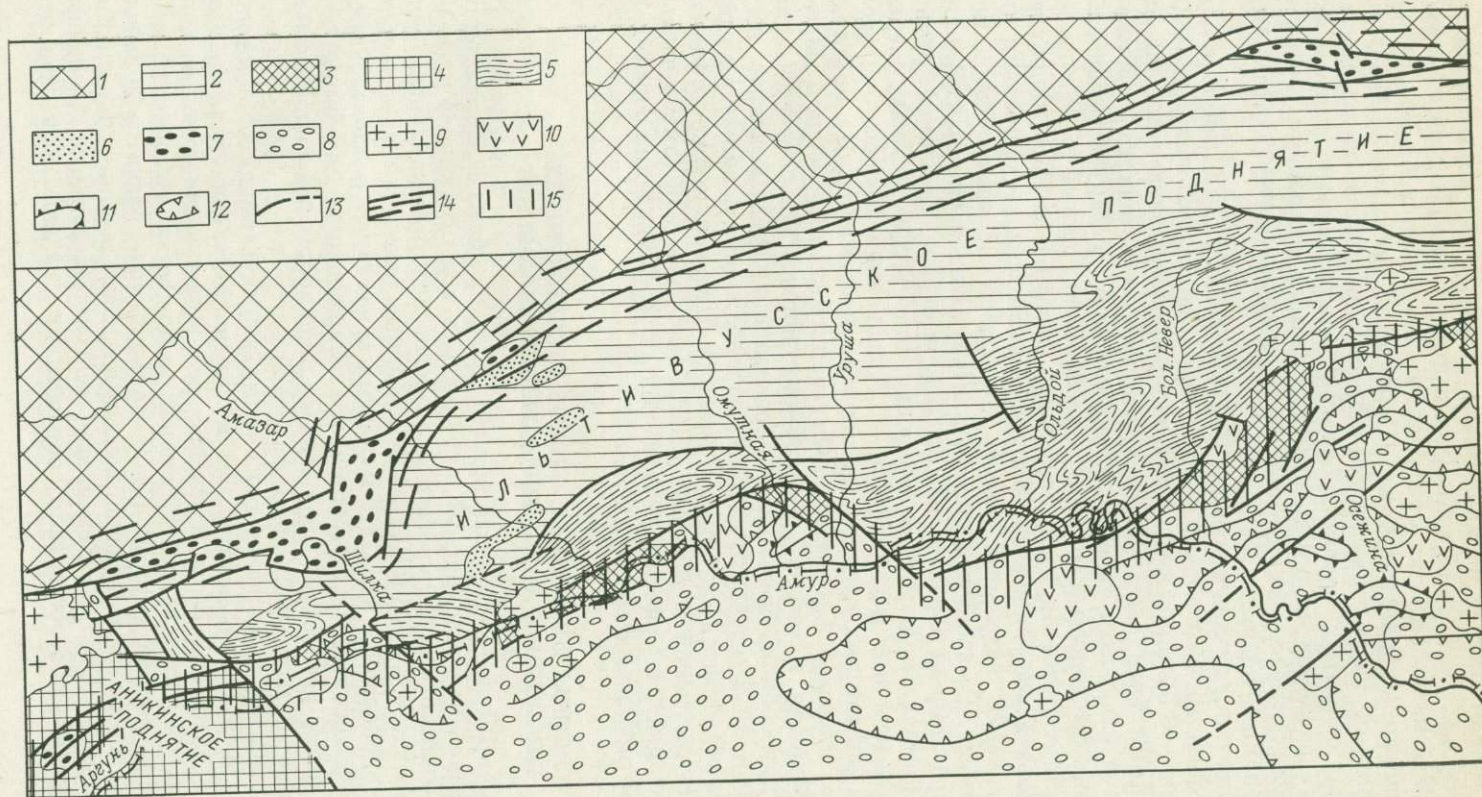


Рис. VII-5. Геолого-структурная схема Верхнего Приамурья. По Э. А. Портнягину и З. Д. Москаленко (1965).

1 — Янканская зона раннепротерозойской складчатости; 2 — средний палеозой Верхнеамурского синклинория; 3 — средний палеозой зоны смитил Амуро-Аргунского глубинного разлома; 4 — поднятия допалеозойского фундамента; 5 — юра Ольгойской зоны; 6 — верхний триас; 7 — молассы приразломных прогибов; 8 — юрские отложения Осежинского прогиба; 9 — позднемезозойские гранитоидные массивы; 10 — вулканогенный нижний мел; 11 — брахиантиклинали; 12 — брахисинклинали; 13 — важнейшие разломы; 14 — зона Монголо-Охотского краевого шва; 15 — зона Амуро-Аргунского глубинного разлома

хлоритовые, эпидотовые и актинолитовые сланцы, мраморы и кварциты. Зона смятия пронизана узкими вытянутыми интрузиями. Вместе с метаморфизованными среднепалеозойскими отложениями встречаются блоки протерозойских или синийско-кембрийских пород (Портнягин, Москаленко, 1965). Палеозойскими породами здесь сложено Ильтывусское поднятие, характерное развитием простых открытых линейных складок большой протяженности, осложненных около разломов мелкими изоклинальными складками. Отсутствие юрских и меловых отложений свидетельствует, что в это время тут существовала область постоянного поднятия.

Ольдойский прогиб лежит южнее Ильтывусского поднятия и выполнен чрезвычайно мощным комплексом юрских терригенных отложений (до 6500 м). Он представляет собой асимметричный синклиорий, образованный линейными и брахиформными складками широтного и северо-восточного простираний. Нередко здесь наблюдается опрокидывание складок к северу и северо-западу. Поперечный северо-западный разрыв ограничивает прогиб с запада. Есть основания полагать, что эти зоны нарушений северо-западного направления, имеющие докембрийское заложение, в значительной мере регулировали интенсивность прогибания отдельных блоков и создали поперечное Аникинское и другие поднятия. По своему общему характеру Ольдойский прогиб является типичным приразломным образованием. С юга он ограничен Амуру-Аргунским разломом, представляющим собой сгущение отдельных частных разрывов. Характерен повышенный метаморфизм с образованием полосы биотитовых, серицитовых и эпидотовых сланцев, местами сильно смятых. На протяжении около 150 км от низовьев Аргуни до р. Омутная прослежен надвиг с падением плоскости нарушения к северу, по которому породы Ольдойского прогиба надвинуты на грубообломочные юрские образования, развитые южнее. Амуру-Аргунский разлом несет все черты глубинного и должен быть включен в единую систему Монголо-Охотского глубинного разлома. По мнению уже упомянутых авторов, Амуру-Аргунский глубинный разлом выступает как самостоятельный структурный элемент, сыгравший особую роль в формировании юрских прогибов и в ориентировке их складчатости.

СИСТЕМА ЛИНЕЙНЫХ БЛОКОВ И СБЛИЖЕННЫХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань — отличный пример развития сближенных глубинных разломов, образующих субширотный пучок вдоль южного края Урало-Монгольского палеозойского подвижного пояса. Легко видеть, что главные структурные элементы здесь — это продольные глубинные разломы «тяньшанского», субширотного направления, наряду с которыми существуют разломы поперечные — «антитяньшанские», северо-восточного направления. Сочетание обеих систем придает всему региону на фоне общей «линейности» некоторое глыбовое строение (Резвой, 1962; Борисов, 1962).

Среднепалеозойское накопление геосинклинальных формаций происходило на фоне общего энергичного погружения в силуру, интенсивная латеральная дифференциация движений была в девоне; некоторый тектонический покой в начале карбона сменился резкой орогенной активностью позднего палеозоя (средний карбон — ранняя пермь). Квазиплатформенное развитие в мезозое и палеогене оставило соответствующие континентальные и эпиконтинентально-морские накопления. Очень интенсивные неоген-четвертичные (новейшие) орогенные движения способствовали образованию грандиозных поднятий

и прогибов. Разрыв поднятий привел к созданию высокогорного рельефа и к заполнению прогибов мощнейшими континентальными молассами (Ферганская впадина и др.).

В перечисленные эпохи в Южном Тянь-Шане существовала исключительная преемственность в развитии молодых структурных форм по отношению к более древним. При этом с удивительным постоянством сохранялся общий структурный рисунок и план региона. Этот план оставался прежним даже тогда, когда в жизни региона происходили, казалось бы, необратимые перемены. Для

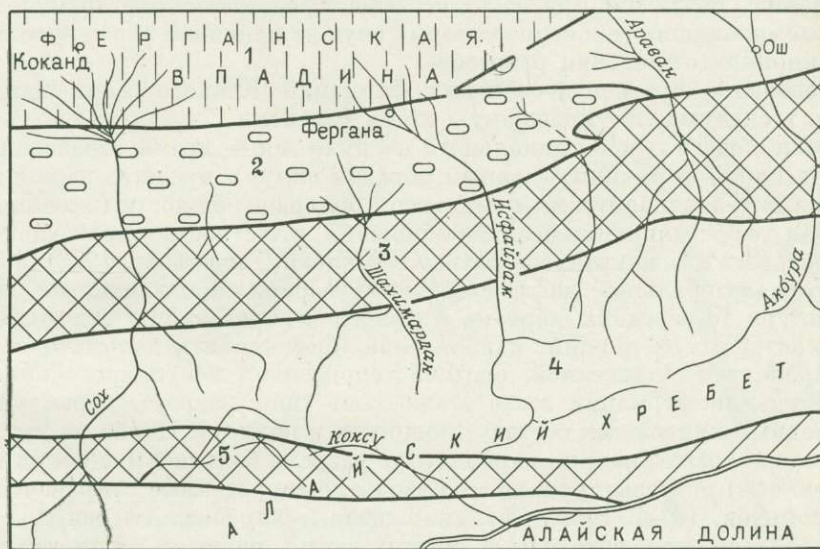


Рис. VII-6. Схема размещения зон глубинных разломов Алайского хребта.

1 — Кызылкумско-Ферганский срединный массив; 2 — приразломный прогиб зоны Южно-Ферганского глубинного разлома; 3 — зона Южно-Ферганского глубинного разлома; 4 — Туркестано-Алайская геосинклиналь; 5 — зона Туркестанского глубинного разлома

иллюстрации будет кратко проанализирована история развития части северного склона Алайского хребта между долинами рек Акбура и Сох.

Глубинные разломы и развитие среднепалеозойской геосинклинальной системы. Естественными границами среднепалеозойской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня на севере и юге соответственно служат Курамино-Кызылкумская и Южнотаджикская (Таджикско-Афганская) геоантиклинали (срединные массивы). Пространство геосинклинальной системы примерно поровну распределено между зонами глубинных разломов и зонами «межразломными» или собственно геосинклинальными (Резвой, 1962₂, 1972; Глубинные разломы..., 1973). Всего в пределах системы выделены следующие зоны глубинных разломов (с севера на юг): Южно-Ферганская, Туркестанская, Зеравшанская, Северо- и Южно-Гиссарская. Не ставя задачи систематического описания самих зон, остановимся на более подробной характеристике строения зоны Южно-Ферганского глубинного разлома (рис. VII-6).

Главной особенностью зоны Южно-Ферганского глубинного разлома, как, впрочем, и других ей подобных, является ее исключительная «формационная пестрота», возникновение которой наметилось еще в силуре. Эта пестрота вызвана параллельным и совместным развитием разновозрастных, но совер-

шенно разных по составу формационных тел, образующих узкие, широко вытянутые и очень резко ограниченные с боков призмы.

Есть основания предполагать, что границами между такими призмами служат конседиментационные разломы достаточно древнего заложения. Мы пишем «предполагать», так как те реальные разломы, которые во всех случаях присутствуют вдоль таких границ, являются всего лишь более поздними, чаще всего новейшими подвижками, искажающими и маскирующими древние структурные швы, вдоль которых сочленяются поля различного осадконакопления. К сожалению, почти никогда не удастся непосредственно видеть те достаточно глубинные «клавиши», движение которых служит причиной образования разных в формационном отношении разрезов.

Образование среднепалеозойских формаций Южного Тянь-Шаня укладывается в следующую упрощенную схему развития.

1. Этап общего геосинклинального погружения — время образования нижней терригенной формации (главным образом силур), представленной в основном аргиллито-алевролитовым комплексом большой мощности (тысячи метров). Некоторая дифференциация осадконакопления, в частности образование линейных рифоидных тел, наметилась только в венлоке (Риненберг, 1973).

2. Этап латеральной дифференциации геосинклинали охватил время от конца силура до середины карбона и привел к образованию целого семейства разнохарактерных формаций: карбонатной (рифоидной и доломитовой), кремнисто-карбонатно-терригенной, средней терригенной и вулканогенной.

Комбинации формаций этого этапа дают типы разреза, варьирующие по трем основным признакам: составу, мощности и полноте. Наиболее часто встречающимися являются полные карбонатные разрезы большой мощности и полные (или неполные) разрезы кремнисто-карбонатно-терригенные сокращенной мощности (Поярко, 1973). Неполные, сокращенные карбонатные разрезы должны рассматриваться как переходные между двумя первыми. Они встречаются редко, и из этого некоторыми исследователями делаются далеко идущие, но, по нашему мнению, неправильные выводы о широком развитии доскладчатых надвигов (Поршняков, 1973).

Одной из наиболее примечательных особенностей зоны Южно-Ферганского глубинного разлома является непосредственное соседство формационных тел двух основных из упомянутых типов — карбонатного, полного и мощного, с кремнисто-карбонатно-терригенным, неполным и маломощным. Подобное непосредственное соседство представляется многим настолько невозможным, что для объяснения сближения таких разрезов, в качестве обязательной меры, привлекается механическое надвигание (шарьирование), как единственное, которое может объяснить отсутствие переходных типов разреза, якобы скрытых под покровами. Нам представляется, что этому явлению следует искать другое объяснение, что мы и попытаемся сделать на некоторых примерах.

Характерное соседство разрезов разного типа можно наблюдать в низких предгорьях Алайского хребта, где карбонатные породы гряд Акташ-Боарды и Катран-Яурунтуз соседствуют с примыкающими к ним терригенными и кремнисто-терригенными образованиями расположенной между ними Чаувайской зоны. В современной структуре разрез через эти две четко выраженные в рельефе карбонатные гряды выглядит, как показано на рис. VII-7.

Моноклиналь Катран-Яурунтуз сложена мощными известняками нижнего карбона (до 1100 м), покоящимися на доломитизированных известняках верхнего и среднего девона (1600 м), которые в свою очередь залегают на терригенной толще нижнего девона (400 м). Общая ширина падающей к югу моно-

клинали не превышает 7 км. На севере (гора Ичкаль) известняки визе ложатся на конгломераты нижнего девона, а иногда и прямо на сланцы силура. Южнее, около сел. Охна, также отмечено залегание нижнего карбона на силуре. Таким образом, оказывается, что карбонатное тело моноклинали при максимальной ширине около 7 км обладает мощностью, равной почти половине этой величины (около 3 км). При этом наблюдается полное выклинивание к краям тела всего карбонатного девона и почти всего визейского яруса, что придает телу форму плоско лежащего бруска. На востоке моноклинали Катрантау непосредственно переходит в моноклинали Юрунтуз, разрез среднего палеозоя которой вполне

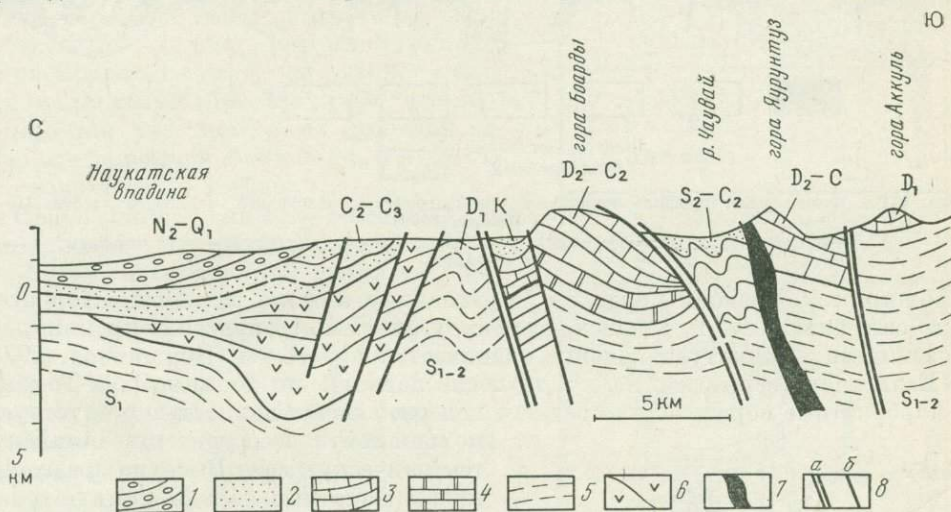


Рис. VII-7. Схематический геологический профиль вдоль р. Исфайрам. Палеозойские формации: 1 — молассоидная, 2 — флишиодная, 3 — карбонатная известняковая, 4 — карбонатная доломитовая, 5 — нижняя терригенная, 6 — вулканогенная, 7 — офиолитовая, 8 — разломы конседиментационные (а) и дислокационные (б)

идентичен только что описанному. Общая протяженность обеих моноклиналей свыше 100 км.

С севера моноклинали Юрунтуз ограничена системой крутых разломов, по которым с карбонатными породами приходят в непосредственное соприкосновение силурийские терригенные отложения, а также ниже- и среднедевонские конгломераты (0—800 м, свиты джидале и караджегач) и терригенно-кремнистый намюр (20—500 м, шаланская свита). Таким образом, здесь происходит резкая замена полного карбонатного разреза девона и нижнего карбона большой мощности одновозрастным разрезом совершенно другого формационного облика и меньшей мощности. Следует заметить, что в долине р. Абшир, вдоль северных обрывов гряды Юрунтуз, известны выходы ультрабазитов и основных эффузивов, которые придают проходящему здесь разлому черты глубинности. Другая его черта — конседиментационность — ясна из сопоставления мощностей и фаций.

Совсем недалеко к северу от гряды Юрунтуз, в 5—7 км, возвышается другая карбонатная гряда — Акташ-Боарды-Каузан, тянущаяся от р. Шахимардан на западе до р. Абшир на востоке, что составляет около 50 км. По своему строению гряда также похожа на моноклинали, хотя ее западное окончание — горы Акташ — имеет антиклинальное строение. Несмотря на

почти непосредственную близость к моноклинали Катран-Нурунтуз, гряда Акташ-Боарды-Каузан имеет свой достаточно характерный среднепалеозойский разрез: в основании здесь залегают грубые терригенные отложения нижнего и среднего девона (около 400 м), выше — слоистые доломиты живетского и турнейского яруса (2000 м), еще выше — известняки визе, намюра и основания среднего карбона (около 700 м). С юга на всем ее протяжении от Кадамжая

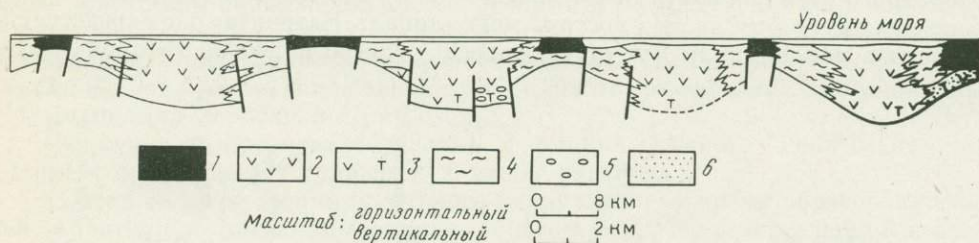


Рис. VII-8. Фациальный профиль ниже- и среднедевонских отложений Алайского хребта. По Г. А. Каледе (1960).

1 — рифоидные известняки; 2 — эффузивы; 3 — туфы; 4 — силициты; 5 — конгломераты; 6 — песчаники

до Абшира карбонатная гряда по Чаувайскому надвигу перекрыта терригенными силурийскими и девонско-каменноугольными терригенно-кремнистыми отложениями. Амплитуда надвига оценивается в 5—6 км (Поршняков, 1973).

Если снова вернуться на юг, то после пересечения долины Охна-Томаша, где карбонатные образования среднего палеозоя почти полностью отсутствуют,

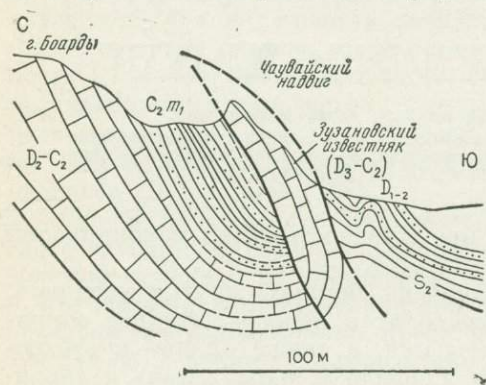


Рис. VII-9. Тектоническая позиция зузановских известняков. Правый склон долины р. Чаувай. По Г. С. Поршнякову (1973), с дополнениями

можно войти в Туркестано-Алайскую тектоническую зону Высоких предгорий, где карбонатные породы слагают «алайский тип разреза» (Поршняков, 1960), представленный внизу маломощными песчаниками и сланцами нижнего девона (порядка 300 м), органогенными известняками и доломитами живетско-франского возраста (до 2500 м), известняками нижнего и основания среднего карбона (до 1500 м). В отличие от более северных узких вытянутых формационных тел, карбонатное тело этой зоны оказывается гораздо более обширным в поперечном измерении (до 15—20 км) и дает картину отчетливой крупноскладчатой структуры. По северному краю этого формационного тела проведена южная граница зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. Факт чрезвычайно быстрого, скачкообразного латерального изменения среднепалеозойского разреза был впервые подмечен Н. М. Синицыным (1960), который ввел понятие о сосуществовании «седиментационных мульд», где накапливались полные карбонатные разрезы, и «антиклинальных отmelей», где возникали разрезы кремнисто-терригенные, сокращенные. Почти одновременно Г. А. Каледа (1960) рассмотрел вопрос о параллельном накоплении рифоидных известняков, эффузивных и терригенных образований (рис. VII-8). Своеобразная фациальная зональность подчеркивалась нами для силура и девона и раньше (Резвой, 1953, 1959), однако только недавно была сформулиро-

вана зависимость накопления разнохарактерных разрезов среднепалеозойских отложений от развития конседиментационных разломов, составляющих глубинные зоны разломов (Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня, 1973).

Часто возникает вопрос о механизме резкого перехода одной формации в другую, разновозрастную с ней. Это, если можно так выразиться, проблема «устройства» конседиментационного разлома. Однако этот механизм перестает быть загадочным, если карбонатные гряды (Катран-Ярунтуз, Акташ-Боарды-Каузан и др.) являются рифоидными образованиями, что подтверждается участием в их строении ископаемых кораллов, брахиопод, а в девонских доломитах — амфифор.

Обобщенные данные о тектонической локализации рифовых построек в зонах сопряжения погружений и поднятий, разломов и флексур с приведением многочисленных примеров из разных регионов даны в небольшой, но очень интересной сводке В. Е. Хаина (1962). Им приведены примеры, когда рифовые постройки непосредственно соседствуют с областью накопления глинистых сланцев.

Быстрота и внезапность перехода карбонатных образований к терригенным и кремнисто-терригенным является, видимо, нормой для рифоидных тел, чем и объясняется отсутствие переходных разрезов между участками накопления полных карбонатных и неполных терригенных разрезов. В качестве переходного разреза могут рассматриваться зузановские известняки, узкой прерывистой полосой протягивающиеся вдоль южного борта гряды Боарды-Каузан. Несмотря на свою малую мощность (30—50 м), эти известняки содержат фауну от позднедевонской, а может быть, и силурийской (Поршняков, 1973) до московского яруса среднего карбона включительно. Таким образом, зузановские известняки могут быть аналогом всего мощного карбонатного разреза гряды Боарды, а их почти непосредственная близость к последней служит свидетельством очень быстрого выклинивания предполагаемого рифа вкост его простираия. На рис. VII-9 сделана попытка воспроизвести соотношение этих маломощных

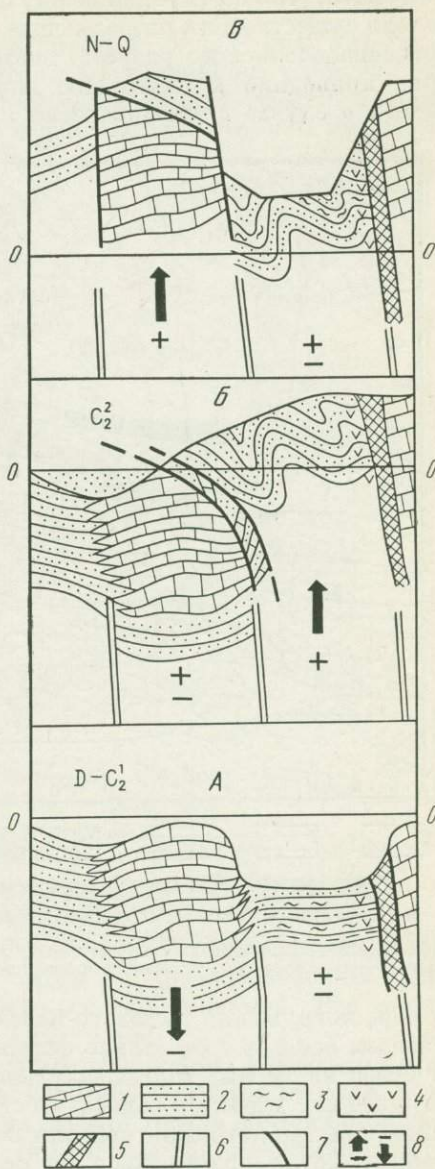


Рис. VII-10. Гипотетическая схема соотношения формаций разного состава и образования надвигов (Алайский хребет):

А — в среднем палеозое; В — в позднем палеозое; Б — на новейшем тектоническом этапе. 1 — рифоидные образования; 2 — терригенные отложения; 3 — кремнистые образования; 4 — эффузивы; 5 — офиолиты; 6 — конседиментационные разломы; 7 — дислокационные разломы; 8 — преобладающее поднятие (+) или опускание (—)

известняков с главным, так сказать, «материнским» карбонатным телом гряды Боарды. Что касается устройства самого конседиментационного разлома, то можно думать, что на глубине между опускающимися блоками фундамента действительно существовали разделяющие их поверхности разломов. Выше, в пределах среднепалеозойского разреза, постепенное и неуклонное опускание рифоидных гряд приводило к задиранью карбонатных пластов кверху, как это можно видеть в случае с зузановскими известняками (рис. VII-10). Естественно, что

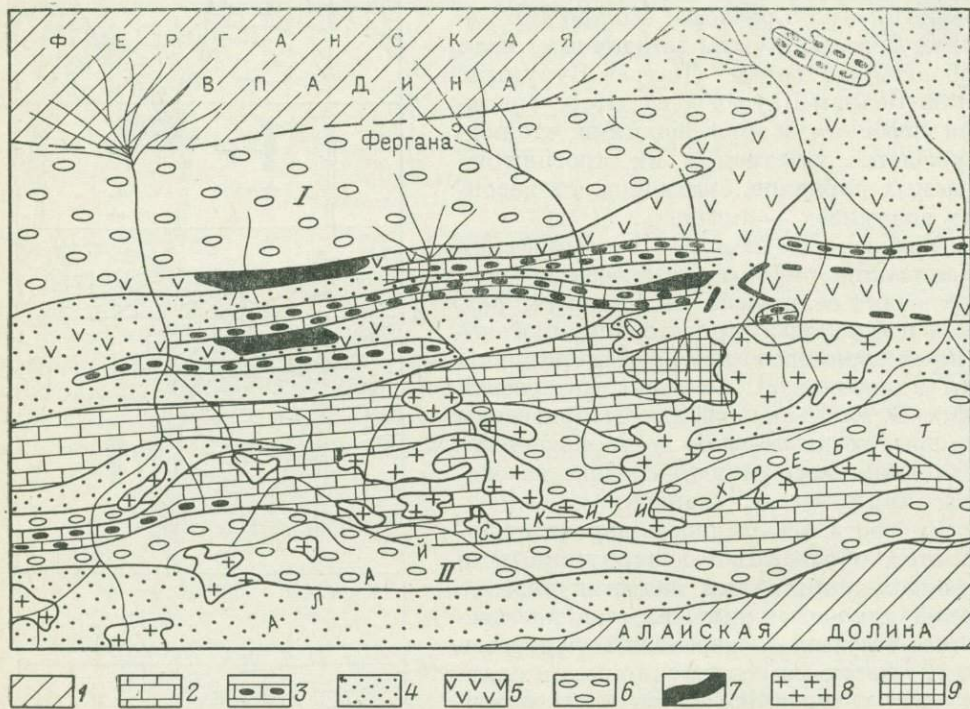


Рис. VII-11. Схема размещения некоторых палеозойских формаций в Алайском хребте

1 — четвертичные отложения; среднепалеозойские формации: 2 — карбонатная, 3 — рифоидная, 4 — терригенная, 5 — вулканогенная — основная, 6 — верхнепалеозойские флишеидная и молассоидная формации; 7 — палеозойская офиолитовая формация; 8 — гранитоиды; 9 — останцы тектонических покровов. I — Букантау-Карачатырский приразломный прогиб, II — зона Туркестанского глубинного разлома

по мере погружения рифового массива между ним и прилегающим терригенным разрезом все более отчетливо формировалась поверхность настоящего разлома, имевшая на первых порах, на фоне относительно слабо дифференцированного погружения, характер сброса. Обстановка растяжения, существовавшая в этот момент, была благоприятной для внедрения основных эффузивов и офиолитов, которые могли подниматься по ослабленным зонам в виде протрузий (Кан, Сартале, Абшир и др.).

Орогенные приразломные прогибы. Позднепалеозойское развитие Южного Тянь-Шаня ознаменовалось резкими и интенсивными колебательными движениями, приведшими к образованию обширных поднятий и разделяющих их глубоких прогибов, выполненных главным образом флишеидными и молассоидными образованиями. Создание горного рельефа позволяет назвать этот отрезок времени орогенным этапом развития. Строгая приуроченность всех

орогенных прогибов Южного Тянь-Шаня к зонам глубинных разломов позволяет назвать их приразломными. Дадим краткую характеристику некоторых из подобных структур.

Букантау-Карачатырский приразломный прогиб (I на рис. VII-14) — это узкая полоса средне- и верхнекаменноугольных и пермских сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов большой мощности (до 9000 м), которая протягивается от Центральных Кызылкумов и далее вдоль северных предгорий

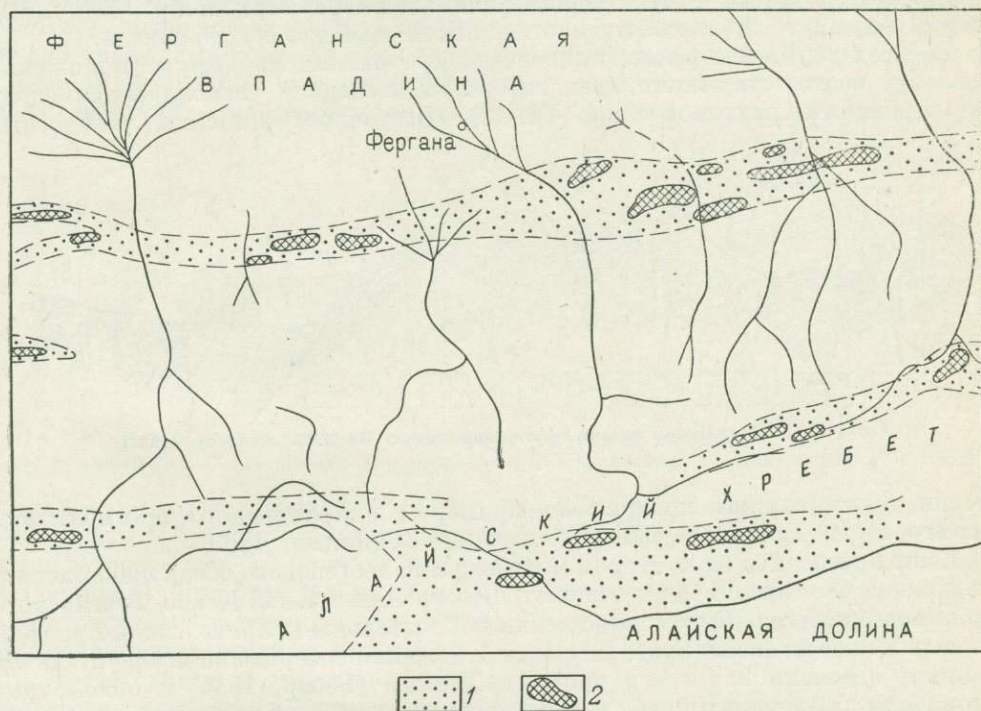


Рис. VII-12. Схема распространения юрских континентальных отложений в Алайском хребте.
1 — современные выходы; 2 — предполагаемые юрские речные долины

хребтов Нуратау, Туркестанского и Алтайского на расстояние свыше 800 км при ширине 10—12 км. В своей нижней части верхнепалеозойский разрез близок к флишоидной формации, в верхней — к молассоидной. Все породы собраны в крупные простые складки.

В зоне Туркестанского глубинного разлома (II на рис. VII-14), в осевой части одноименного хребта, приразломные прогибы прослеживаются вдоль всего его протяжения (Биличева, 1971). В них выделяются те же два комплекса: нижний, флишоидный, часто с разновозрастными глыбами известняков, отвечает верхнемосковскому подъярису среднего карбона (400—500 м), верхний — грубообломочный, молассоидный, по возрасту верхний карбон — пермь.

Сходные по своему строению и заполнению приразломные прогибы известны в зоне Зеравшанского и в системе глубинных разломов Гиссарского хребта (Марушкин, 1971; Глубинные разломы..., 1973).

Мезозойская квазиплатформа и зоны глубинных разломов. Распространение юрских угленосных образований Южной Ферганы очень четко намечает широтную зону, проходящую в том месте, где днище Ферганской котловины

переходит в современном рельефе к низким предгорьям Алайского хребта. В эту полосу входят угольные месторождения: Сулюкта, Шураб, Кызылкия, Абшир, Алмалык и Алдыяр. Есть основания предполагать, что все они связаны с древней речной долиной, соединившейся с Восточно-Ферганским юрским угольным бассейном (Резвой, 1959; Кошаев, 1962). Другая полоса континентальных юрских пород и меловых красноцветов протянулась вдоль осевой части Туркестанского и Алайского хребтов через верховья рек Исфара и Сох в Алайскую долину, а третья — от перевала Кичикалай через верховья р. Чалкуйрюк к горам Алдыяр, огибая собственно Алайский хребет с северо-запада.

Во всех случаях юрские угленосные образования маркируют понижения в рельефе соответствующего времени, а эти последние располагаются вдоль зон глубинных разломов (рис. VII-12). Восточно-Ферганский угленосный

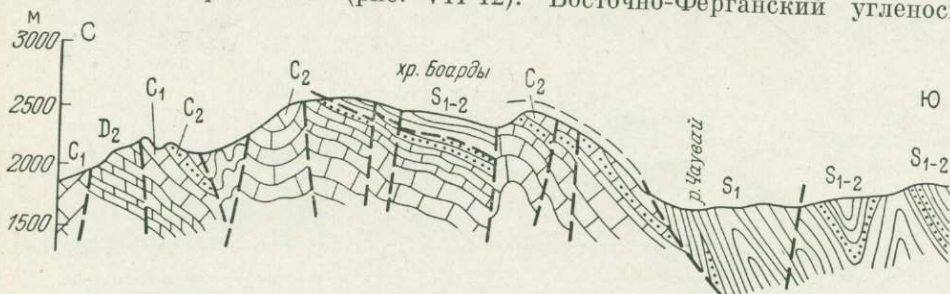


Рис. VII-13. Чаувайский надвиг в Алайском хребте. По В. Б. Горянову. (1964)

бассейн также служит прекрасным примером приразломного прогиба, возникшего вдоль Таласо-Ферганского разлома (Синицын, 1960).

Если проследить за контуром мелового и палеогенового осадконакопления, то в Южной Фергане он будет очень строго ограничен зоной Южно-Ферганского глубинного разлома. В этом отношении показательны крайние южные выходы меловых и палеогеновых красноцветных отложений совершенно незначительной мощности (десятки метров) в урочище Томаша (Вебер, 1934) и обломочные накопления сумсарского яруса палеогена на междуречье Соха и Исфары (Биличева, Резвой, 1954). Все остальное пространство хребтов оставалось в мезозое лишенным осадконакопления.

Глубинные разломы и тектонические покровы. Факт непосредственного соседства среднепалеозойских разрезов разного типа послужил основанием для создания гипотезы о тектоническом сближении таких разрезов путем их до складчатого надвигания друг на друга (Поршняков, 1960, 1973). Не отрицая существования в Туркестано-Алайской горной системе надвигов, попытаемся установить связи между их возникновением и зонами глубинных разломов. Рассмотрим некоторые примеры.

Чаувайский надвиг проходит вдоль южного подножья гряды Акташ-Боарды-Каузан. На всем протяжении от р. Шахимардан до р. Абшир по нему на доломиты и известняки гряды вместе с лежащими на них терригенными толщами московского яруса (толубайская свита) надвинуты с юга терригенные силур и девон (свита джидале). В разных комбинациях подобные соотношения можно видеть на всем протяжении междуречья Шахимардан — Исфайрам, но особенно отчетливы они в восточной части гряды, в долине р. Чаувай (рис. VII-13). Местами надвиг сдвоен и дает две чешуи. Всюду намечается его выполаживание к северу, т. е. гипсометрически кверху, и более крутое падение

южных, более нижних частей, где он становится практически вертикальным и переходит во взброс, а на глубине, вероятно, и в сброс, разделяющий разрезы двух разных типов.

Для объяснения механизма надвигания продолжим рассуждение об «устройстве» конседиментационных разломов.

В среднекаменноугольной истории развития всего региона середина московского века явилась тем переломным моментом, когда относительно пассивные блоки, отвечающие участкам накопления кремнисто-терригенных разрезов, испытали интенсивное воздымание (инверсию) и оказались поднятыми относительно рифоидных гряд. Таким образом, активизация колебательных движений в Южном Тянь-Шане ознаменовала начало важного нового этапа геологического развития — палеозойского орогенного. Подъем вызвал неизбежное гра-

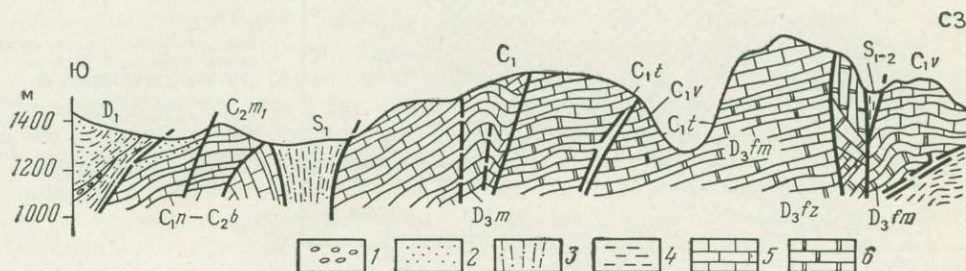


Рис. VII-14. Геологический разрез гор Боарды.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты

витационное «растекание», или «расползание» терригенных толщ поднявшихся блоков, что привело к их надвиганию на карбонатные массивы, которые в ряде случаев оказались полностью перекрытыми более древними образованиями (Кадамджай). При этом в зонах бывших конседиментационных разломов обстановка растяжения перешла в обстановку сжатия, а сами разломы из сбросов превратились во взбросы и надвиги.

Представляется, что описанный механизм надвигообразования пригоден для объяснения многих других структур подобного рода, в том числе и для объяснения образования «Тегермачского покрова» на правом берегу р. Исфайрам (Замалетдинов и др., 1968), где наблюдается налегание силурийских сланцев с граптолитами на терригенном среднем карбоне (толубайская свита) и на известняках и доломитах карбона — девона, образующих упоминавшийся уже алайский тип разреза. Поперечник тектонического останца — около 20 км. Попытка объяснить образование надвигов в связи с развитием глубинных и конседиментационных разломов сделана в ряде статей (Резвой, 1969₁; Болгарь, Резвой, 1974; Биличева, 1973) и показана на рис. VII-10.

Глубинные разломы и складчатость. Как показали наблюдения в Южном Тянь-Шане, зоны глубинных разломов не являются тем местом, где интенсивно развиваются складки. Скорее наоборот, для них характерно моноклинальное или близкое к нему залегание горных пород. Во всяком случае это касается крупных форм, для которых нужны значительные исходные тела осадочного происхождения и которые, как мы видели, трудно ожидать в зонах глубинных разломов. Этому мешает формационная пестрота: из вытянутых и узких рифоидных призм вряд ли можно, при последующих их дислокациях, получить правильные складчатые формы. Приведенные примеры гряд Катран-Яурунтуз и Акташ-Боарды-Каузан показывают, что первая является отчетливой

моноклиналью (рис. VII-14), а вторая приобретает выпуклость кверху только местами (Кадамджай).

Что касается нижних терригенных, главным образом силурийских сланцевых образований, то они склонны давать мелкую складчатость с тенденцией к опрокидыванию в сторону прилежащих карбонатных массивов. Хорошим примером подобных форм являются складки Чаувайской терригенной полосы, лежащей между упомянутыми карбонатными грядами.

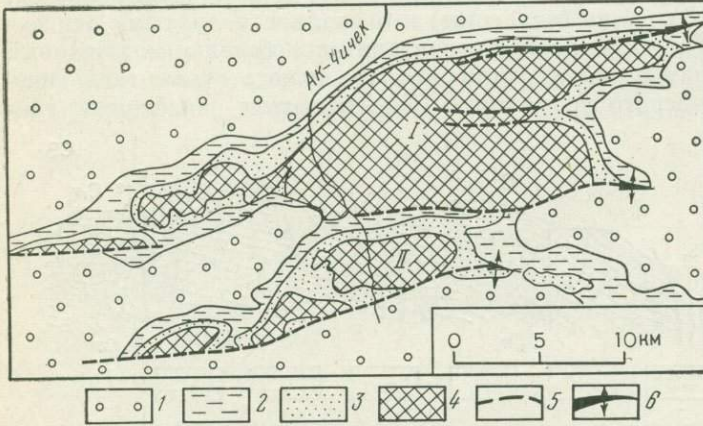


Рис. VII-15. Геологическая схема поднятий Каратау (I) и Курганташ (II).

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген и неоген; 3 — мезозой; 4 — палеозой; 5 — разломы; 6 — рубцовые складки

Относительной простотой форм отличаются широкие и пологие складки, образованные верхнепалеозойскими песчаниками и конгломератами приразломных прогибов. Лучше всего складки выражены в низких предгорьях Алайского хребта, где поле верхнего палеозоя достаточно широко. В зонах Туркестанского и Зеравшанского глубинных разломов складки фрагментарны.

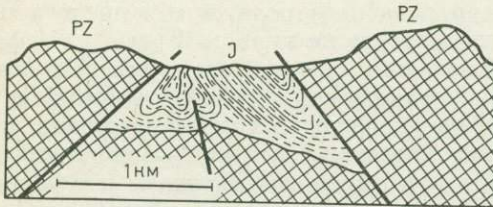


Рис. VII-16. Схематический разрез Тамынгенского грабена. По Д. А. Казимирову, 1954

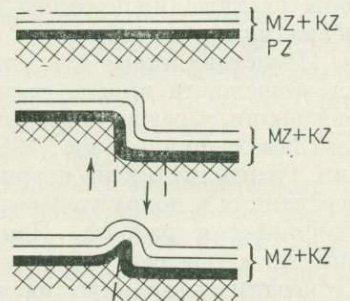


Рис. VII-17. Этапы образований рубцовой складки

В мезозойских и палеоген-неогеновых отложениях, несогласно и чехлообразно перекрывающих палеозой, складки целиком связаны с разломами в палеозойском фундаменте (рис. VII-15). Здесь можно различать: подвернутые синклинали, образованные чаще всего красноцветным нижним и пестроцветным верхним мелом и палеогеном, залегающими под надвинутыми палеозойскими «козырьками»; грабенообразные синклинали, с двух сторон ограниченные взбросами палеозоя (рис. VII-16); крупные складки облекания, у которых сложное по своей внутренней структуре палеозойское ядро перекрыто чехлом

мезозоя и кайнозоя, а над продолжением ограничивающих разломов в чехле возникают узкие надразломные, или «рубцовые», антиклинали (рис. VII-17). Происхождение этих складок достаточно легко объясняется движением блоков палеозойского фундамента (Резвой, 1954).

Таким образом, мезо-кайнозойский структурный ярус дает нам подтверждение влияния движений блоков более древнего и более консолидированного фундамента (палеозойского) на дислокации более молодого чехла. Образование складок этого комплекса можно рассматривать как некую упрощенную модель того, что происходило в палеозое при движении более древних блоков. Во всяком случае, влияние разломов на образование этих складок несомненно.

Складки в мезо-кайнозойском чехле южной окраины Ферганской впадины, пространственно связанные с крутым уступом палеозойского фундамента, хорошо разбурены и неоднократно описаны. С нашей точки зрения, их следует относить к складкам гравитационного соскальзывания (Резвой, 1959).

Зоны глубинных разломов и магматизм. В зоне Южно-Ферганского глубинного разлома известны две крупные офиолитовые полосы: Канская и в 20 км южнее — Охна-Сартале, которые ограничивают всю зону с севера и юга.

Канская полоса серпентинитов представляет собой тектонический блок, обнаженный на протяжении 25 км при ширине около 4 км и уходящий на глубину с крутым южным падением. Строение блока отличается сложностью. В наибольшем количестве в нем присутствуют серпентиниты с реликтовой структурой перидотита. Крупные обломки и глыбы основных магматических, метаморфических и осадочных пород включены в серпентинитовый субстрат и образуют меланж. Следует отметить, что в составе глыб обломков встречены породы самого разного возраста: условно рифейские (канская свита), различные средне- и верхнепалеозойские и даже юрские и меловые (Макарьчев, Висневский, 1973). Что касается времени образования меланжа, то залегание на нем базальной брекчии с намюрскими гониатитами в цементе говорит о более древнем, чем намюр, возрасте. О еще большей древности офиолитов свидетельствует среднедевонский возраст биотита из дайки, прорывающей серпентиниты на горе Джолбарс («Об абсолютном возрасте»..., 1969). С другой стороны, в меланже имеются молодые, юрские включения. Таким образом, формирование серпентинитового меланжа канской полосы вырисовывается как необычайно длительный процесс, начавшийся в палеозое или раньше и продолжавшийся до новейшей тектонической эпохи.

О совсем недавних поднятиях Канского массива свидетельствуют русла пересекающих его сухих долин: многие из них испытывают отклонения в сторону при подходе к массиву с юга. На самом же массиве сохранились реликты древних русел, ныне поднятые и размытые.

Продолжением Канской серпентинитовой полосы к востоку служит Учкурганская вулканогенная полоса, протянувшаяся более чем на 100 км при ширине всего в несколько километров, сложенная диабазами, диабазовыми порфиридами, туфогенными и кремнистыми породами мощностью свыше 3000 м. Здесь же известны субвулканические тела полнокристаллических диабазовых порфиритов. Началом образования эффузивов следует считать конец силурийского периода, а его продолжением — ранний и средний девон (Алексеев, 1969).

Другая вулканогенно-офиолитовая полоса Южной Ферганы — Сартале — Охна во многих отношениях похожа на Канскую, в междуречье Сох — Шахмардан сложена диабазами, порфиридами и их туфами, пронизанным крутопадающими вытянутыми телами серпентинизированных перидотитов, пироксенитов и габбро. Возраст офиолитовой формации в этой полосе не моложе,

чем раннесилурийский (Макарьчев, Висньевский, 1973). Длительность формирования всей вулканогенной полосы находит подтверждение в разновозрастности образования составляющих ее эффузивов. Так, В. Б. Аверьянов склонен считать эффузивы на левом берегу р. Сох среднекаменноугольными, а в урочище Мадыген установлен их поздневизейский возраст (Алексеев и др., 1966) и т. д.

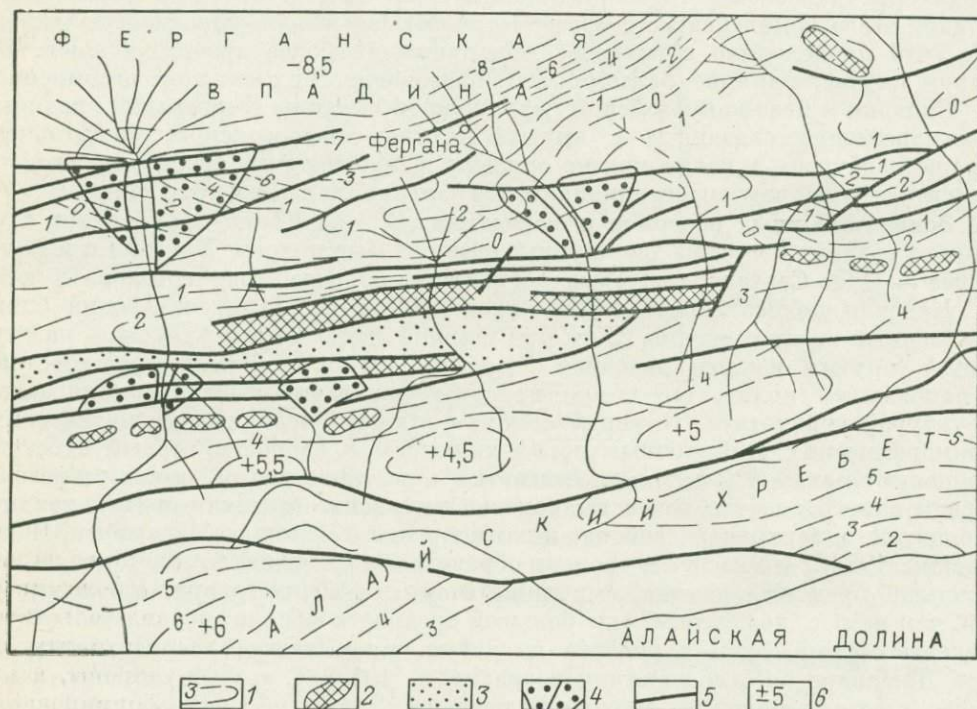


Рис. VII-18. Схема новейших деформаций предмезозойской поверхности выравнивания в Алайском хребте. 1 — изогипсы поверхности выравнивания через 1 км; 2 — останцы поверхности выравнивания в рельефе; 3 — предгорные впадины «депрессии 40-й параллели»; 4 — древние сухие дельты; 5 — новейшие разломы; 6 — максимумы и минимумы проявления новейших движений в километрах

В вопросе о генезисе офиолитов Ферганы имеются разногласия. Одни исследователи считают основную их массу первично магматической, не отказывая им при этом в последующих протрузивных перемещениях кверху (Офиолитовые пояса..., 1973). Другие видят в них поднятую на поверхность «океаническую кору» и считают меланж фронтом мощных горизонтальных перемещений (Макарьчев, Штрейс, 1973). Весь комплекс признаков, характеризующих зону глубинных разломов, о которых шла речь, заставляет присоединиться к первой точке зрения и очень настоятельно относиться ко второй.

Несколько слов об известных проявлениях кислого интрузивного магматизма. В Южно-Ферганской зоне глубинного разлома, в горах Каратау, известно небольшое тело аляскитовых гранитов, которые прорывают темные девонские известняки, а их галька содержится в покрывающих верхнекаменноугольных конгломератах, что свидетельствует о не более молодом, чем среднекаменноугольный, возрасте гранитов.

Буровой скважиной в горах Карачатыр пройдено небольшое тело гранодиоритового состава с абсолютным возрастом 345 ± 10 млн. лет (девон). На левом берегу р. Араван (гряда Кызылкунгей) известен тоже небольшой выход гранодиорита с возрастом 413 ± 18 млн. лет (силур — нижний девон)*. Отсюда следует, что в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома присутствует более древний, чем в осевых частях хребта, комплекс гранитоидов. Одновременно возникают сомнения в заложении среднепалеозойской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня на коре океанического типа, где гранитоидный магматизм проявился будто бы только в поздней перми (Макарычев, Штрейф, 1973).

Глубинные разломы и формирование рельефа. Современный рельеф Тянь-Шаня с исключительной полнотой несет на себе следы тектонических движений: входящие в его состав гряды и хребты являются поднятиями, впадины — погружениями. Соприкосновение тех и других осуществляется по крутым разломам сбросового или взбросового типа. Удобной формой демонстрации интенсивности новейших движений служит карта деформированной предмезозойской поверхности выравнивания, составленная в изогипсах (Резвой, 1953, 1955, 1959). Карта дает ясное представление о важнейших структурных формах новейшей тектоники и, что очень важно, о характере их сочленения друг с другом (рис. VII-18). На карте хорошо виден резкий уступ в рельефе погребенного палеозойского фундамента, ограничивающий Ферганскую котловину с юга. На очень коротком расстоянии изогипсы фундамента резко меняют свое значение от нулевых до отрицательных порядка 6—7 км. Палеозойское днище Ферганы имеет здесь абсолютные отметки от —8,5 км до —10 км (Тектоническая карта..., 1970; «Глубинное геологическое строение...», 1973).

Сравнивая палеотектонические карты разных геологических эпох, легко убедиться, что место резкого погружения палеозойского фундамента соответствует Южно-Ферганскому глубинному разлому, а другие ступени современного рельефа — другим глубинным разломам региона.

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сравнение столь различных по своему геологическому строению регионов, как Украинский кристаллический щит, Тянь-Шань и Восточная Сибирь, показывает, что хотя они развивались по-разному и по своей структуре сильно отличаются друг от друга, их объединяет наличие глубинных разломов, которые обусловили блоковое строение земной коры.

Украинский кристаллический щит дает нам пример отчетливого блокового строения кристаллического субстрата древней платформы с заложенными в его теле субмеридиональными протерозойскими геосинклинальными бороздами, сохранившимися в виде приразломных прогибов. Платформенный чехол, покрывающий массив, реагировал на последующие движения вдоль этой системы разломов изменением литологического состава осадочных пород. Активизация субширотной системы нарушений привела к формированию крупнейших палеозойских впадин (Днепровско-Донецкая и Донбасс) и поднятий (Украинский кристаллический массив). Таким образом, изменение активности разломов разного направления и в разное время создало структурный облик региона. Знание признаков проявления разломов фундамента в чехле может

* Определения сделаны калий-аргоновым методом в Проблемной лаборатории Львовского университета.

оказать существенную помощь в прогнозе скрытых структурных направлений как фундамента, так и осадочного чехла.

Блоковая структура юга Восточной Сибири дает ряд примеров связи метаморфизма, магматизма и повышенной дислоцированности с системой блокового расчленения региона. Общая линейность грандиозной зоны Монголо-Охотского глубинного разлома — отличный пример длительного развития северо-восточных направлений, заложенных еще в протерозое. Существование разломов, поперечных к основному направлению, подчеркивает блоковое строение коры всего этого региона. Оно определило зигзагообразность («сигмоидальность») очертаний всего пояса. Чрезвычайно четко выражено в этом поясе образование юрских приразломных прогибов парагеосинклинального характера.

Наконец, Южный Тянь-Шань — область, где допалеозойский фундамент погружен на недоступные глубины и практически не обнажается на поверхности, дал прекрасные примеры очень четкой формационной пестроты разновозрастных палеозойских отложений, что связано с их формированием в узких блоковых прогибах, разобщенных долго живущими разломами от таких же узких поднятий. Видно, как на разных этапах развития геосинклинальной системы происходит перегруппировка прогибов и поднятий, идущая сперва в сторону дифференциации и расчленения тектонического рельефа, а затем, в позднем палеозое, в сторону укрупнения форм с образованием весьма значительных поднятий и приразломных прогибов. На примере Южного Тянь-Шаня стала ясной картина удивительной преемственности различных геологических явлений, которые протекали в течение длительного геологического времени на одних и тех же местах и подчинялись единой и очень строгой системе определенных направлений. Таким главным направлением здесь явилось субширотное с его отклонениями до северо-восточного и западно-северо-западного.

Основные черты высокогорного рельефа — грандиозные хребты и глубочайшие межгорные впадины — следуют параллельно существовавшему берегу мелового моря и еще более древним, юрским рекам, а эти последние проложили свои долины вдоль простирания верхнепалеозойских молассовых орогенных прогибов, возникших в конце предшествовавшего этапа геосинклинального развития. Сама же геосинклинальная система развивалась в Южном Тянь-Шане в форме чередования поднятий и опусканий отдельных блоков, вытянутых в этом же направлении. В этом отношении палеозойскую Южно-Тяньшанскую геосинклинальную систему можно сравнивать с палеозойско-мезозойской геосинклинальной системой Монголо-Охотского пояса: обе они теснейшим образом связаны с зонами глубинных разломов и от них неотделимы. Сравнивая, казалось бы, совершенно различные регионы, мы улавливаем между ними сходство, предопределенное блоковым строением земной коры и глубинными разломами.

СПЕЦИФИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ РАБОТЫ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

При работе в зонах глубинных разломов возникает ряд трудностей. Пестрота формаций препятствует составлению единой сводной стратиграфической колонки. Вместо нее возникает необходимость составления целого ряда колонок, отражающих локальную стратиграфию отдельных тектонических блоков. Иногда делаются более или менее удачные попытки классифицировать подобные колонки и выделять так называемые «типы разрезов». Нередко, однако, в эти «типы» объединяются внешне похожие разрезы, принадлежащие различным

тектоническим блокам. Объединение подобных колонок в единый «тип» приводит к неправильным представлениям о существовавшем, будто бы, единстве на самом деле разобщенных бассейнов седиментации. Часто исследователь не может преодолеть предвзятого мнения об обязательной определенной последовательности литологических разностей осадочных пород (нормальный литологический ряд) и в случае выпадения промежуточных членов начинает искать способы объяснения «сближения фаций» и находит эту возможность в привлечении больших горизонтальных перемещений, часто с надвиганием одних «типов разреза» на другие. Чтобы избежать этого, следует уже к началу работ отдавать себе ясный отчет о возможном существовании в том или другом районе глубинных разломов и быть готовым к самому разному фациальному выражению присутствующих осадочных и вулканических пород. Блоковое строение фундамента, скрытого под чехлом молодых пород, может приводить к образованию сложных надразломных зон дислокаций в чехле. Не следует пугаться торцовых сочленений структур, они естественны при блоковом строении коры. Во всех случаях работа в зонах глубинных разломов связана с изучением метаморфизма и магматизма в его различных проявлениях — эффузивном и интрузивном.

Особое значение имеет комплексность в изучении зон глубинных разломов. Имеется в виду необходимость внимательного анализа рельефа местности и умение связывать отдельные его элементы с элементами геологической структуры: обрывы и уступы — с тектоническими разрывами, направление речных долин — с системами тектонических трещин, выходы тех или иных горных пород — с рельефом разного типа и т. д. и т. п. Нередко распространение молодых осадочных комплексов оказывается ограниченным древними структурными направлениями погруженного фундамента. Часто также с дислокациями глубоко опущенного фундамента связано изменение мощности, состава или характера дислоцированности пород чехла. Особенно тщательно следует наблюдать за изменениями состава и залегания пород по их простиранию: нередко именно таким образом удается уловить и зафиксировать поперечные нарушения глубокого заложения и длительного развития. Во всех случаях при работе в зонах глубинных разломов (как и в любых сильно подвижных зонах) может быть рекомендовано составление структурно-формационных карт, где показаны выходы отдельных формационных тел, а возраст обозначается индексами (Глубинные разломы..., 1973).

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Структура регионально метаморфизованных комплексов представляет собой сложный и трудный для изучения объект. Общеизвестны трудности, связанные с тем, что метаморфические процессы изменяют первоначальный облик слагающих их пород, в результате чего в одних случаях первоначально разные породы становятся практически неразличимыми, а в других, наоборот, из одинаковых пород образуются породы, весьма различные по составу и облику. В неменьшей мере эти трудности обусловлены тектоническими процессами, приводящими к тому, что метаморфические комплексы образуют структуры, обычно не свойственные неметаморфизованным толщам. Возможность одновременной с тектоническими процессами перекристаллизации пород способствует развитию очень больших деформаций, создающих весьма сложную складчатую структуру и приводящих нередко к полной перестройке структуры и текстуры пород. Кроме того, метаморфические комплексы большей частью пережили длинную и сложную историю геологического развития, и образованная ими структура обычно несет следы нескольких этапов различных тектонических воздействий.

На методику изучения метаморфических комплексов обычно очень сильно влияет отсутствие остатков организмов, позволяющих определять возраст. Возможность контроля структурных построений по биостратиграфическим данным здесь практически отпадает. Наоборот, выяснение пространственных, структурных взаимоотношений между комплексами пород становится основным, а зачастую и единственным способом установления их возрастной последовательности.

Вследствие указанных причин структура большинства метаморфических комплексов изучена далеко не достаточно, и методику подобных исследований тоже никак нельзя считать вполне разработанной. Разнообразие особенностей строения, наблюдающихся в разных районах в различных толщах, почти исключает возможность дать какие-либо общие, пригодные для всех случаев рекомендации. Тем не менее накоплен значительный опыт исследований структуры метаморфических комплексов, и в данной главе сделана попытка обобщить этот опыт и подвести некоторые итоги.

Рассматриваемые особенности структуры наиболее ярко проявлены в древних глубоко метаморфизованных комплексах, подвергшихся региональному метаморфизму последовательно в различных термодинамических условиях и сложенных породами, практически не сохранившими следов первоначального происхождения. Но, судя по литературным данным, они в значительной мере свойственны и толщам, породы которых не полностью переработаны региональным метаморфизмом и сохранили следы первичного минерального состава, структуры и текстуры.

Вопрос о том, в какой мере явления, описываемые в настоящей главе, развиты в том или ином конкретном комплексе и насколько они влияют на методику его изучения, должен решаться в каждом случае отдельно в ходе полевых геологических исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Существуют два противоположных мнения о структуре древних метаморфических комплексов. По данным одних авторов, структура их гораздо сложнее, чем структура неметаморфизованных отложений. Другие, напротив, считают, что древние глубоко метаморфизованные комплексы дислоцированы гораздо проще, чем осадочные и вулканогенные толщи фанерозойских складчатых областей.

На ранних стадиях изучения геологии метаморфических комплексов, когда преобладал чисто петрографический подход, сведения о структуре ограничивались указаниями на весьма сложную складчатость, которую можно наблюдать в обнажениях. В дальнейшем, по мере проведения геологических съемок мелких и средних масштабов, обнаружилось, что сланцеватость и другие плоскостные текстуры метаморфических пород нередко обрисовывают сравнительно простые, пологие крупные складки. Поскольку в то время было широко распространено представление о том, что кристаллизационная сланцеватость и вторичная полосчатость метаморфических пород параллельны их первичной слоистости, на этой основе и возникло мнение, что метаморфические толщи дислоцированы гораздо проще, чем предполагалось ранее, и что сложными и тесно сжатыми являются только мелкие складки, представляющие незначительные осложнения простых крупных структур (Фролова, 1955; Сеницын, 1956; Марков, 1962; Павловский, Марков, 1963; Лейтес, 1965; Рябенко, 1967; Смирнова, Бабшин, 1967).

Позднее, по мере разветвления более детальных исследований, опиравшихся в основном на крупномасштабные геологические съемки, стало выясняться, что там, где ранее предполагались крупные пологие складки или огромные моноклинали метаморфических толщ, широко развиты тесно сжатые, нередко изоклинальные складки разного размера, вплоть до имеющих амплитуду в несколько километров и которые уже никак нельзя назвать «незначительными осложнениями» (King, Rast, 1956; Sutton, Watson, 1959; Berthelsen, 1960; Fleuty, 1961; Waard, 1962; Christensen, 1963; Кремляков, 1963; Лутц, 1964; Черноморский, 1964; Park, 1964; Rutland, Nicholson, 1965; Чесноков, 1967; Эз, 1967).

В ряде районов установлено, что многие метаморфические толщи испытали несколько этапов складкообразования (Mishot, 1956; Ramsay, 1958₁, 1962; Saggerson et al., 1960; Berthelsen, 1960; Spray, Gee, 1964; Zwart, 1964; Чесноков, 1966; Эз, 1967; Куклей, 1968; Кузнецов, 1969₂; Флаас, 1969; Лазарев, 1971; Стенарь, 1972; Сыстра, 1972). При этом отмечается, что структура, созданная на более ранних этапах, в ходе дальнейших тектонических процессов часто оказывается затупеванной до неузнаваемости (Knopf, Ingerson, 1938; Agron, 1950; King, Rast, 1956; Sutton, Watson, 1959; Turner, Weiss, 1963; Grass, 1965; Эз, 1967).

Стало ясно также, что кристаллизационная сланцеватость развивается не вдоль слоистости, а в соответствии с направлением деформации пород, и в складчатой структуре ориентирована параллельно осевым поверхностям складок.

Если в большинстве обнажений сланцеватость и слоистость представляются параллельными, то это связано с высокой степенью сжатости складок (Agron, 1950; King, Rast, 1956; Turner, Weiss, 1963; Loney, 1965; Schroeder, 1966; Чесноков, 1966; Эз, 1967).

Опыт исследования различных областей развития древних глубоко метаморфизованных комплексов показывает, что возникавшие сначала представления об их простом строении в ходе дальнейшего изучения отвергались, так как появлялись данные об исключительной сложности структуры. Сейчас очевидно, что эти комплексы обладают своеобразным стилем структуры, отражающим сложную историю их развития.

СКЛАДКИ

Метаморфические комплексы сложены телами пород, имеющими форму, большей частью более или менее близкую к пластообразной. Поэтому наиболее

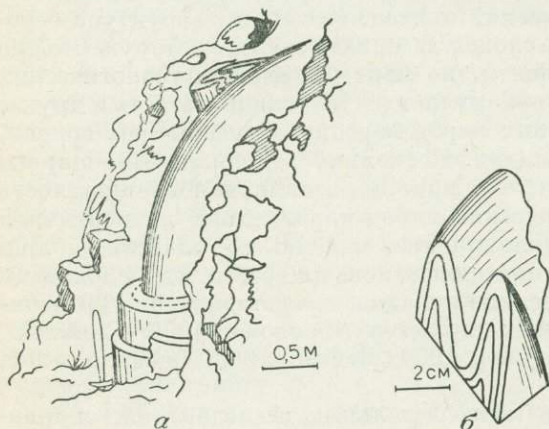


Рис. VIII-1. Нецилиндрические складки в метаморфических породах Прибайкалья. Рисунки Ю. А. Морозова; а — изгибание шарнира в осевой плоскости складки в мигматизированном и катаклазированном амфиболите; б — непараллельность шарниров соседних складок в полосчато окварцованном мраморе

ярко проявленной чертой структуры этих комплексов являются складки, в которые смяты пластообразные тела. Форма складок в метаморфических комплексах удивительно разнообразна. Наряду со складками, по внешнему виду не отличающимися от тех, которые можно встретить в любой молодой складчатой области, здесь широко распространены специфические формы, редко встречающиеся в неметаморфизованных образованиях. Преобладают складки типа линейных или брахиформных (в связи с чем как шарниры, так и осевые поверхности складок одной системы более или менее параллельны), с одинаково выраженными антиклиналями и синклиналями. Таким образом, есть

все основания говорить, что преобладающая складчатость этих толщ является полной, или голоморфной. В то же время встречаются и очень короткие складки, и складки с резко ундулирующими шарнирами. Нередко в обнажениях можно видеть, как шарнир складки описывает в ее осевой плоскости дугу в несколько десятков градусов (рис. VIII-1, а), причем далеко не всегда это изгибание можно объяснить последующими деформациями. В таких случаях расположенные рядом участки шарниров сопряженных складок оказываются далеко не параллельными, и угол между ними иногда достигает 90° (рис. VIII-1, б).

Велико разнообразие пространственной ориентировки складок в метаморфических комплексах. Помимо складок с вертикальными или наклонными осевыми поверхностями, очень широко распространены лежачие складки, т. е. складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями и шарнирами. Очень часты складки, имеющие при крутом падении осевых поверхностей круто погружающиеся, иногда вертикальные шарниры, причем далеко не всегда это связано с резкими ундуляциями в общем горизонтальных шарниров.

В поперечном сечении складки имеют различную форму. Встречаются как очень пологие, так и сильно сжатые складки, крылья которых приведены в практически параллельное положение (изоклинальные складки). В очень открытых складках обычно не обнаруживается закономерного изменения мощ-

ности пластообразных тел в разных частях складок. В более сжатых складках лишь небольшая часть участвующих в них пластообразных тел (и далеко не

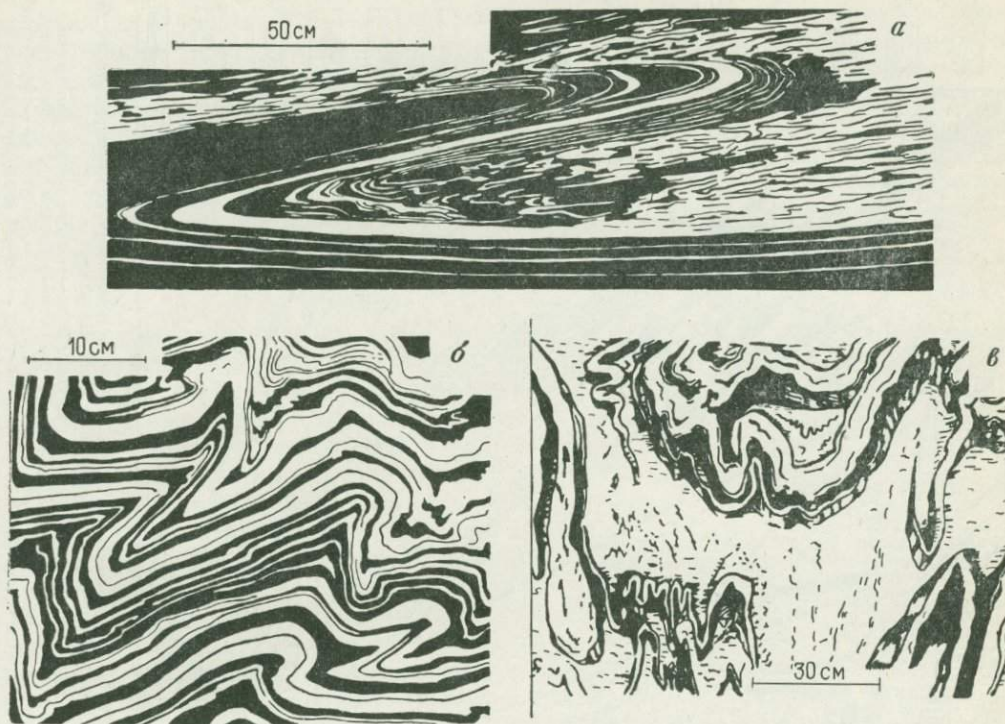


Рис. VIII-2. Дисгармоничные складки (зарисовки по Фотографиям):

a — в чередующихся амфиболитах и мигматитах беломорского комплекса (по Б. И. Кузнецову); *б* — в железистом кварците из Северной Норвегии (образец в Геологическом институте в Хельсинки); *в* — в мигматизированном амфиболите из Южной Финляндии

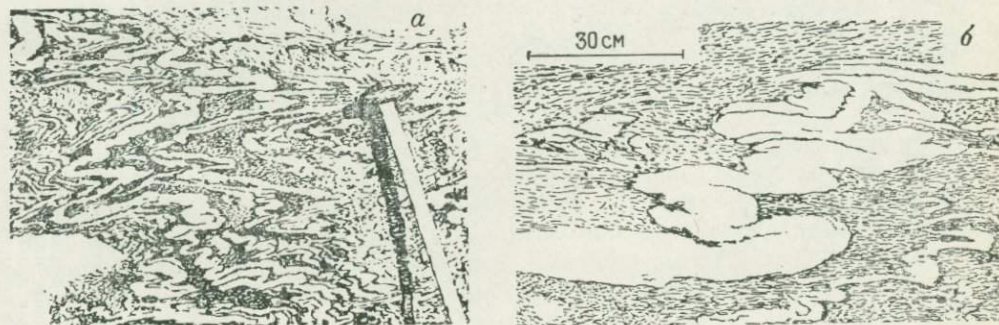


Рис. VIII-3. Мелкие складки различных порядков (*a*, *б*) в мигматитах беломорского комплекса. По фотографиям Т. М. Гейтнер

всегда) сохраняет неизменной свою мощность и в крыльях, и в замках складок. Поэтому строго концентрические складки редко встречаются в метаморфических комплексах. Редко охватывают большую толщу слоев и вполне подобные

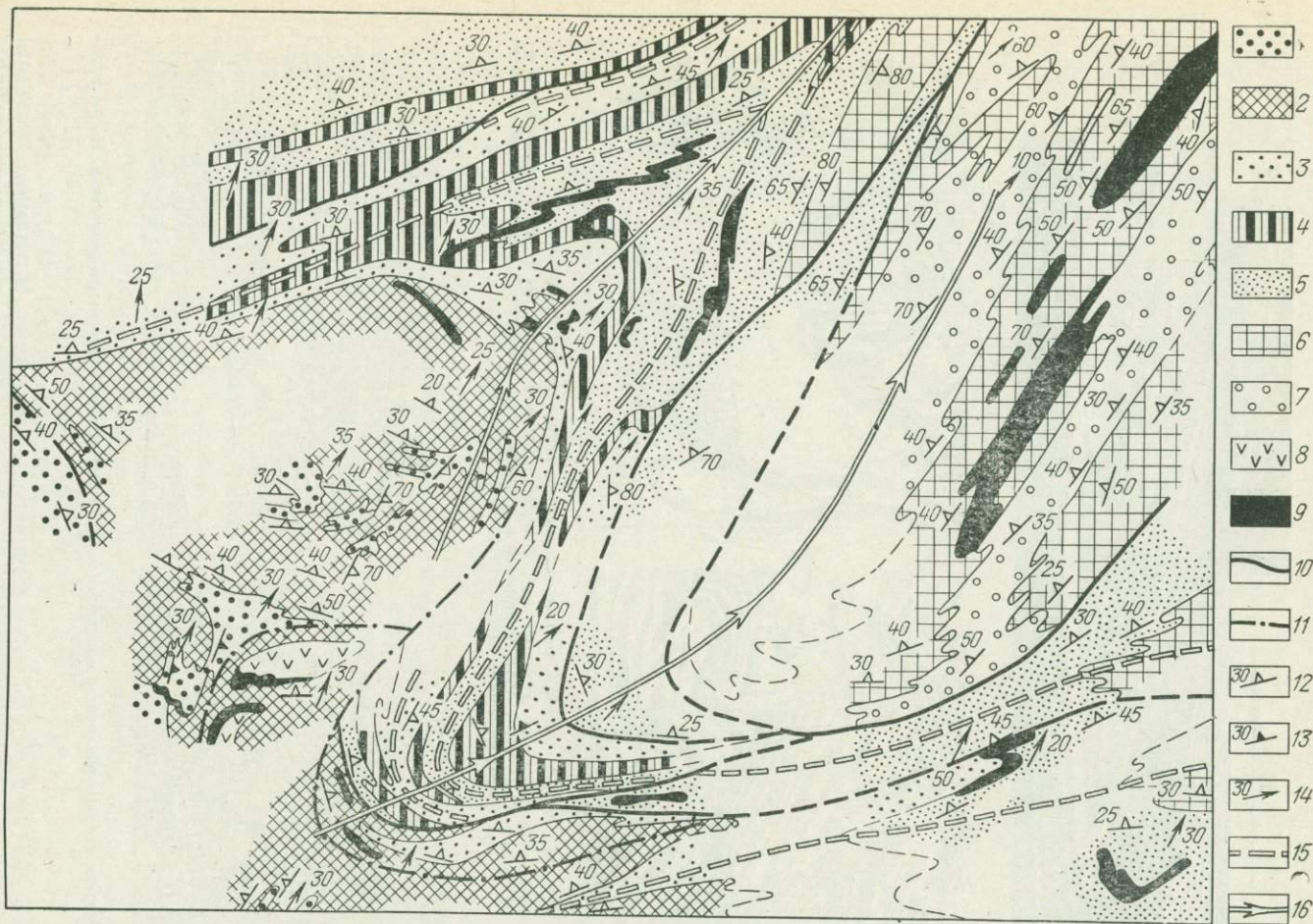


Рис. VIII-4. Схема геологического строения междуречья Канды и Рыбины. Составили Д. Е. Гафт и В. В. Эз с использованием материалов Т. М. Геитнер, В. И. Дмитриева, В. Л. Дука, Б. И. Кузнецова, Л. Н. Кукля и В. Н. Панькова.

1 — биотитовые гнейсы с гранатом и кyanитом; 2 — биотитовые и амфибол-биотитовые полосчатые гнейсы; 3 — кyanит-гранат-биотитовые гнейсы; 4 — биотит-амфиболовые неполосчатые гнейсы; 5 — кyanит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, 6 — биотитовые гнейсы с телами амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов; 7 — гранат-биотитовые гнейсы с телами амфиболитов; 8 — габбро; 9 — амфиболиты; 10 — разрывы, связанные с предпоследней складчатостью; 11 — разрывы, связанные с последней складчатостью; 12 — осевые поверхности мелких складок последнего этапа; 13 — осевые поверхности мелких складок предпоследнего этапа; 14 — шарниры складок; 15 — следы осевых поверхностей крупных складок предпоследнего этапа; 16 — следы осевых поверхностей крупных складок последнего этапа (стрелки — направление погружения складок)

складки. Чаще всего складчатая структура этих комплексов явно дисгармонична, причем дисгармония проявляется как в самых мелких складчатых формах, так и в крупных складках, обуславливая существенное различие стили структуры в разных участках одного и того же комплекса. В одних случаях дисгармония тесно связана с чередованием в разрезе пород с разными механическими свойствами (рис. VIII-2, а). В других случаях она проявляется и без видимого различия в свойствах пород, реализуясь через взаимное проскальзывание пластов и различное изменение их мощности при складкообразовании (рис. VIII-2, б), в связи с чем форма поперечного сечения складки меняется от слоя к слою. Нередко деформация некоторых пластообразных тел настолько неоднородна, что их кровля и подошва образуют совершенно разные, не связанные между собой складки (рис. VIII-2, в).

В метаморфических комплексах очень обычны смятые в складки жильные тела («птигматиты», или «птигматитовые складки»). Если жилы ориентированы параллельно плоскостным текстурам вмещающих пород, то и смяты они в складки того же плана, что и вмещающие породы (рис. VIII-3, а). При секущем положении жильных тел образованные ими складки имеют, соответственно, иную ориентировку, чем складки вмещающих пород. Но они сминаются в складки по одинаковым законам. Поэтому по ориентировке осевых поверхностей и шарниров птигматитовых складок можно судить о направлении деформации вмещающей среды, даже если она представлена однородной и поэтому не имеющей складчатой структуры породой (рис. VIII-3, б).

В метаморфических комплексах, как правило, одновременно встречаются складки нескольких порядков, от имеющих размеры в несколько сантиметров и даже миллиметров и наблюдаемых в шлифах, образцах и обнажениях, до складок с амплитудой в несколько километров, выявляемых при геологической съемке (рис. VIII-4). Осложнение замков крупных складок мелкими и мельчайшими складочками часто приводит к отсутствию привычного поворота слоев в замках крупных складок (рис. VIII-5), что затрудняет их выявление. Сочетание складок разных порядков придает геологическим границам извилистый, зубчатый характер (рис. VIII-4, VIII-6).

Крупные и мелкие складки одной и той же системы обладают приблизительно одинаковой степенью сжатости, более или менее одинаковым положением в пространстве их осевых поверхностей и шарниров, сходным характером сопряжения с осложняющими их разрывами и с развивающимися в породах упорядоченными текстурами. Поэтому, как образно выразился Л. Хинксман, «общая структура района часто полностью отражается в миниатюре на нескольких квадратных футах обнажения» (Hinckman, 1896). Это очень важная закономерность, поскольку она позволяет по наблюдениям над малыми формами судить о пространственном положении крупных структур: об ориентировке осевых поверхностей крупных складок, направлении погружения их шарниров, положении в пространстве поверхностей крупных разрывов.

Среди разнообразных складок, встречающихся в метаморфических комплексах, особого внимания заслуживают изоклинальные складки, которые

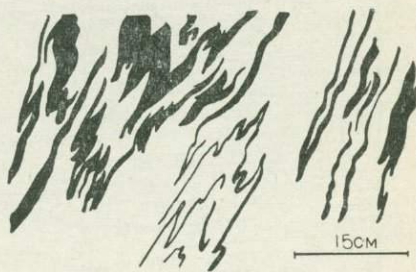


Рис. VIII-5. Тесно смятые складки с замками, осложненными более мелкими складками, в мигматитах беломорского комплекса. По фотографии Т. М. Гептнер

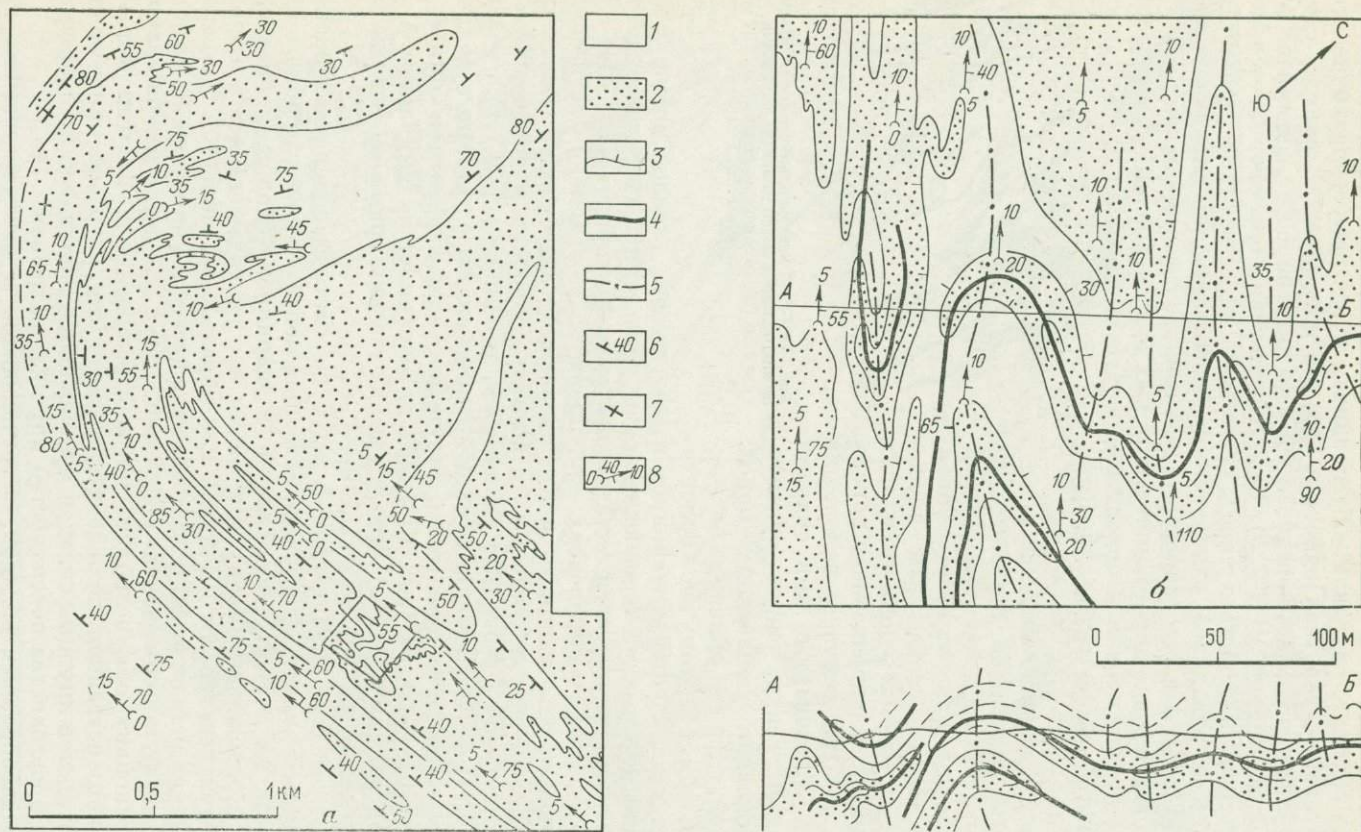


Рис. VIII-6. Наложение складок в беломорском комплексе (Северная Карелия). По Б. И. Кузнецову (1969₂).

a — геологическая карта района Нигросзера; *б* — часть того же района, ограниченная на карте прямоугольником.
 1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — границы пород; 4 — осевые поверхности ранних складок; 5 — осевые поверхности наложенных складок; 6 — направление и угол падения сланцеватости и полосчатости; 7 — вертикальная сланцеватость и полосчатость; 8 — направление и угол погружения шарниров (стрелка) и осевых поверхностей складок (черточка), с противоположной стороны от стрелки — угол между крыльями складок

широко распространены, но обычно с трудом распознаются. Почти параллельное расположение крыльев (рис. VIII-7, *a*) не позволяет обнаружить эти складки по изменению элементов залегания, и поэтому их часто принимают за моноклинальное залегание слоев. Существует много примеров, когда такие тесно сжатые складки, будучи отчетливо видимыми в одних породах, становятся совершенно неразличимыми на своем продолжении в других породах (см. рис. VIII-2, *a*, VIII-7, *b*), что может привести к выводу об отсутствии в этих породах вообще следов большой деформации.

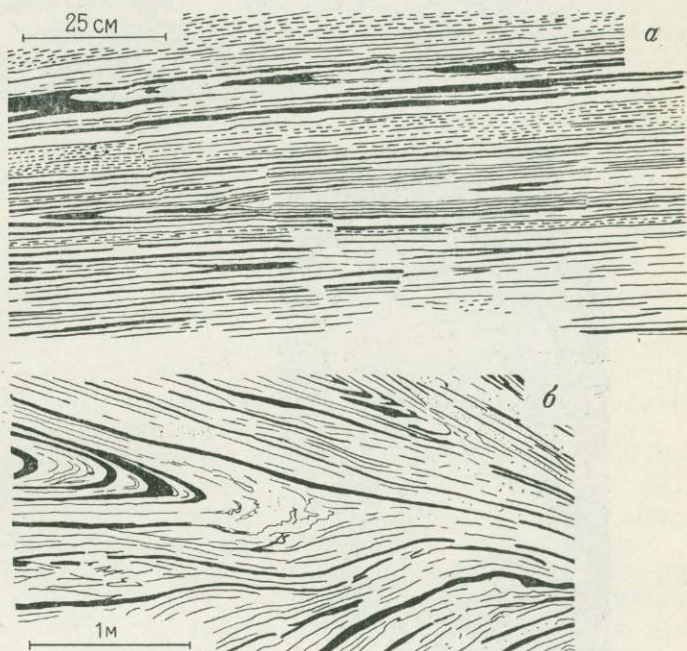


Рис. VIII-7. Изоклинные складки. Рисунки по фотографиям:

a — в кремнистом мраморе из Скалистых гор (Armstrong, Hansen, 1966); *b* — в мигматитах беломорского комплекса

ПЛОСКОСТНЫЕ И ЛИНЕЙНЫЕ ТЕКСТУРЫ

В породах, подвергшихся региональному метаморфизму, практически всегда развиты какие-либо из следующих новообразованных текстур: кливаж, сланцеватость, полосчатость и различного рода линейность.

Кливаж представляет собой частые поверхности делимости пород, которые расположены либо более или менее параллельно осевым поверхностям складок, либо приблизительно симметрично относительно последних, сходясь или расходясь к ядру складки. Ни по своей морфологии, ни по положению в структуре кливаж в метаморфических породах не отличается принципиально от кливажа в неметаморфизованных толщах и образуется, по-видимому, в сходной обстановке, т. е. не в глубинных условиях, а тогда, когда метаморфические породы подвергались складкообразованию довольно близко к поверхности.

Сланцеватость, представляющая собой параллельное расположение зерен пластинчатых минералов (рис. VIII-8, *a* — *г*), является одной из наиболее типичных текстур метаморфических пород (ее называют также кристаллизационной сланцеватостью, гнейсоватостью, гнейсовидностью). В породах, где содержание таких пластинчатых минералов велико, вдоль сланцеватости развивается хорошо выраженная отдельность (см. рис. VIII-8, *д*).

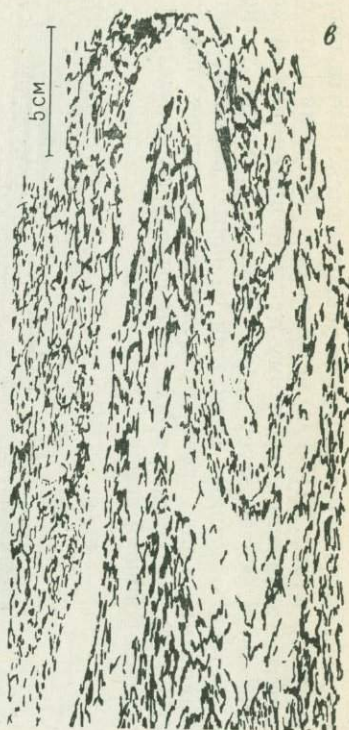
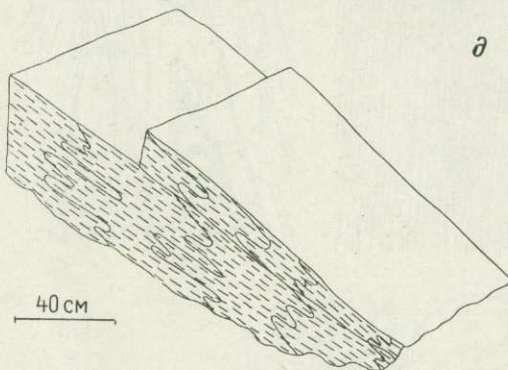
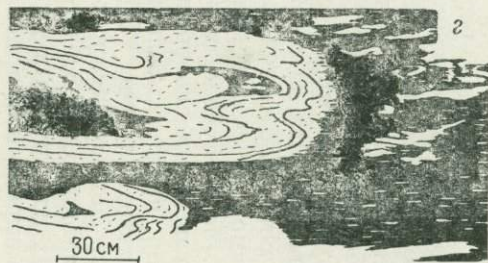
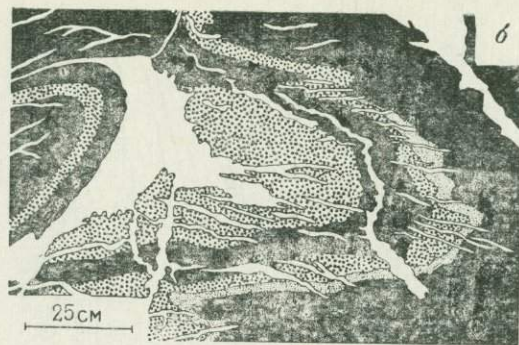
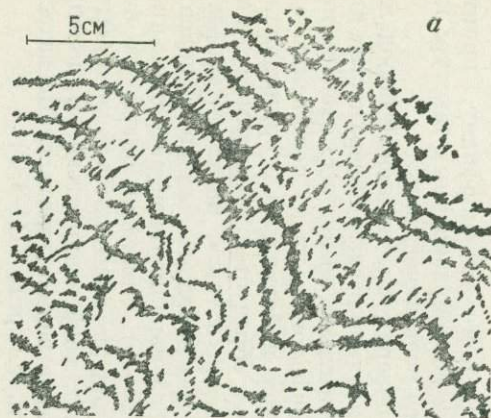


Рис. VIII-8. Плоскостные тектуры, параллельные осевым поверхностям складок. Рисунки по фотографиям.
a — сланцеватость в слюдяном кварците. Черным показаны участки, обогащенные слюдой (Armstrong, Hansen, 1966); *б* — мигматитовая слоистость (белое) в гнейсе (точечный крап) с амфиболитом (Северное Приладожье); *в* — сланцеватость в биотитовом мигматите [(Кольский полуостров); черное — биотит (по Т. М. Гейтнер); *г* — сланцеватость в палеосоме мигматита (Кольский полуостров); *д* — отдельность по сланцеватости в гранулите из Шотландии (King, Rast, 1956)

Мнения о структурном положении сланцеватости весьма различны. Одни авторы считают, что понятия, подразумеваемые под терминами «квиваж» и «сланцеватость», настолько сходны, что нет необходимости в двух различных терминах (Лукин, Кушнарев, 1952). Другие, наоборот, считают сланцеватость явлением, принципиально отличным от квиважа, полагая, что она развивается в основном параллельно напластованию (Fourmarier, 1953; Судовиков, 1964).

В свете последних исследований совершенно ясно, что и сланцеватость и квиваж имеют одинаковое положение в геологической структуре: сланцеватость, как и квиваж, располагается не параллельно слоистости, а приблизительно параллельно осевым поверхностям складок (см. рис. VIII-8, а, в — г).

Сейчас вполне понятно, как возникло представление о том, что сланцеватость параллельна слоистости. Метаморфическим толщам свойственно широкое развитие тесно сжатых складок, крылья которых почти параллельны друг другу и, соответственно, почти параллельны осевым поверхностям складок. Поэтому параллельная осевым поверхностям новообразованная плоскостная текстура имеет практически ту же ориентировку, что и крылья складок. В связи с этим в большинстве обнажений сланцеватость и слоистость параллельны, и только в замках складок можно заметить их взаимно секущее положение. Впечатление о параллельной ориентировке сланцеватости и слоистости усиливается тем, что и в замках складок сланцеватость не всегда сечет слои, а часто вместе с ними участвует в складчатости, огибая замки, хотя это явление, как будет показано ниже, связано с наложением складчатостей, когда в складки оказывается изогнутой ранее возникшая сланцеватость.

Так как нередко вдоль поверхностей сланцеватости развивается хорошо выраженная отдельность, то первоначальная слоистость оказывается плохо различимой, особенно при наблюдении издали, и однообразно ориентированную сланцеватость можно принять за параллельно залегающие слои.

Сланцеватость развивается не только в породах, имеющих слоистое сложение и потому способных изгибаться в складки, но и в породах, лишенных такого сложения, где сланцеватость, соответственно, не имеет прямого отношения к складчатой структуре. Такие породы залегают преимущественно в виде линз разной степени уплощенности, часто с тонкими оттянутыми окончаниями. Сланцеватость в таких телах обычно параллельна их контактам, а степень ее выраженности убывает от контактов к центральной части тела. Совершеннее всего сланцеватость в сильно уплощенных линзах и в тонких оттянутых концах тождественных линз. В этих же местах наиболее полно происходит переработка минерального состава пород и меньше всего остается реликтов минералов и образованных ими структур и текстур, существовавших до образования сланцеватости.

Линзообразные тела, если они не смяты в складки, располагаются обычно приблизительно параллельно осевым поверхностям складок в соседних породах со слоистым сложением. Поэтому сланцеватость в не смятых в складки породах более или менее параллельна осевым поверхностям складок в прилегающих породах, если эта сланцеватость и эти складки формировались одновременно, при одном и том же плане деформаций.

Помимо сланцеватости, в метаморфических породах очень обычна полосчатость, т. е. частая смена их минерального состава, а иногда и структуры, причем тела с разным составом и строением представляют собой расположенные параллельно друг другу тонкие линзы, иногда так сильно вытянутые, что они становятся очень похожими на слои в осадочных породах. Тем не менее по ряду признаков полосчатость отличается от осадочной слоистости. Наиболее легко

обнаружить, что полосчатость является новообразованной в тех случаях, когда она занимает секущее положение по отношению к более ранней плоскостной текстуре (см. рис. VIII-8, б), а материал новообразованных полосок — явно жильный. Но и при отсутствии таких секущих взаимоотношений нередко можно видеть, что полосочки разного состава гораздо менее выдержаны по простиранию, чем, например, слои морских осадков, часто выклиниваются и разветвляются. Иногда более позднее происхождение материала одних полос по сравнению с материалом других полос узнается по тому, что в одних полосках нет сланцеватой текстуры, свойственной другим полоскам, хотя пластинчатые минералы, которые могли бы создать сланцеватость, в них содержатся.

Часто сам состав полосок не позволяет предположить, что их различие могло быть вызвано изменением условий осадконакопления (например, чередование полосок кислого и основного силикатного состава никак не могло быть вызвано попеременным сносом с размывающейся суши разного обломочного материала). То, что полосчатость обычно параллельна сланцеватости, являющейся не первичной, а деформационной текстурой, также говорит о новообразованном характере полосчатости.

Помимо плоскостных текстур, в метаморфических породах часто встречается различного рода линейность (Дембо, 1954; Клоос, 1958; Turner, Weiss 1963). В одних случаях линейность представляет собой линии пересечения различных плоскостных текстур, например, квиважа со слоистостью (рис. VIII-9, а) или ранней сланцеватости со связанным с более поздней складчатостью квиважем.

Выражается эта линейность в том, что на поверхностях отдельности, обусловленных одной плоскостной текстурой, видны следы пересечения их другой плоскостной текстурой. Как видно из рис. VIII-9, а, эти линии параллельны шарнирам складок. Линейность другого рода выражена параллельной ориентировкой вытянутых минеральных зерен или агрегатов зерен. Минеральная линейность обычно сочетается с новообразованной плоскостной текстурой, причем вытянутые зерна или агрегаты зерен лежат в плоскостях сланцеватости или полосчатости, развившейся одновременно с этой линейностью (рис. VIII-9, в), но иногда, в породах наблюдается только линейная текстура (рис. VIII-9, б). Минеральная линейность практически всегда ориентирована параллельно шарнирам тех складок, в процессе формирования которых она возникла (см. рис. VIII-9, в), хотя в литературе встречаются сведения о минеральной линейности, перпендикулярной к шарнирам складок, что связывают с растяжением ранее изометричных минеральных агрегатов при раздавливании пород в сильно сжатых складках.

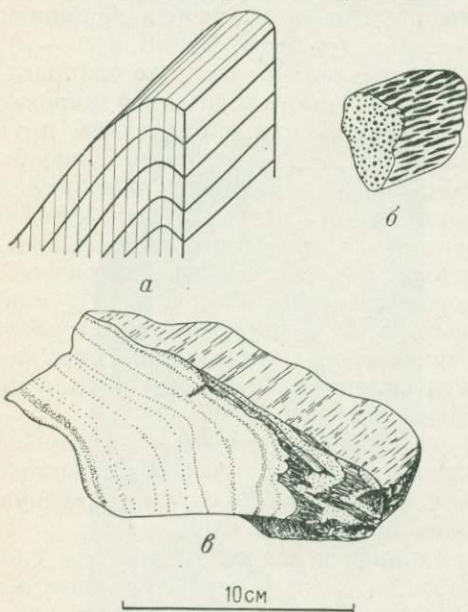


Рис. VIII-9. Линейность в породах:

а — линейность пересечения квиважа со слоистостью, б — линейная текстура породы; в — минеральная линейность на поверхностях сланцеватости в слюдястом кварците из Шотландии (King, Rast, 1956)

В литературе широко отмечается, что развитие метаморфических текстур в той или иной степени маскирует слоистость, поскольку отдельность, прежде всего бросающаяся в глаза, развивается в таких породах именно по новообразованным текстурам. Что же касается древнейших комплексов, породы которых подверглись глубокой переработке, то автору приходилось наблюдать в них осадочную слоистость лишь в виде слабо различных реликтов. В породах же, испытавших гранитизацию, осадочная слоистость, по-видимому, вообще не сохраняется.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Распространено мнение, что в метаморфических комплексах вследствие высокой пластичности пород в условиях метаморфизма сравнительно мало разрывных нарушений. Имеются, однако, данные, что метаморфические толщи часто подвергались интенсивному складкообразованию и до, и после метаморфизма (Johnson, 1963; Судовиков, 1964), т. е. в условиях, при которых нет основания ожидать необычно высокой податливости пород, позволяющей им уступать воздействиям без нарушения сплошности. Кроме того, наблюдения в обнажениях и детальная геологическая съемка показывают, что, наоборот, разрывные нарушения, в том числе образовавшиеся в условиях метаморфизма, являются очень существенной чертой структуры метаморфических комплексов. Тесная сжатость складок и, соответственно, близкое к параллельному расположению различных элементов структуры, в том числе и крыльев складок, и поверхностей разрывных нарушений, делают разрывы трудно распознаваемыми, откуда и возникло представление об их малой распространенности. На самом же деле это далеко не так, и скорее справедливо обратное: что почти нет геологических границ, по которым бы не были приведены в соприкосновение те участки пород, которые ранее не имели непосредственных контактов.

Разрывные нарушения, более молодые, чем последние деформации в условиях метаморфизма, не являются специфическими. Они имеют характер обычных надвигов, сбросов, взбросов или сдвигов, секут складчатую структуру и легко выявляются по смещению ими геологических границ.

Разрывы, происхождение которых тесно связано с образованием складчатой структуры в условиях метаморфизма, делятся на два резко различающихся типа. По одним из них смещения происходили таким образом, что одни и те же слои и пачки, участвующие в складчатости, повторяются в обоих крыльях разрыва. Такие разрывы могут быть отнесены к категории надвигов, хотя из-за разнообразия положения складок в пространстве, собственного метаморфическим комплексам, смещение всякого крыла может быть направлено не только вверх по восстанию поверхности разрыва, но и по горизонтали, и вниз. Нередко несколько надвигов располагаются близко один к другому, образуя серию надвиговых чешуй. Надвиги, осложняющие лежащие складки, имеют субгоризонтальные поверхности и, следовательно, могут быть названы шарьяжами. А так как лежащие складки формировались в метаморфических комплексах на той или иной стадии развития практически повсюду, это позволяет говорить о существенной роли покровов в структуре этих комплексов (Griffin, 1971₁; Глебовицкий, 1973).

Смещения по разрывам другого типа, которые связаны с тектоническим разлинзованием и, если пользоваться приближенным переводом соответствующего английского термина, могут быть названы «разрывами выскальзывания» (Fleuty, 1961), наоборот, приводят к выпадению части разреза. И те и другие разрывы благодаря сильной сжатости складок расположены в основном под

небольшими углами к их осевым поверхностям и поэтому на значительном протяжении идут почти параллельно другим геологическим границам

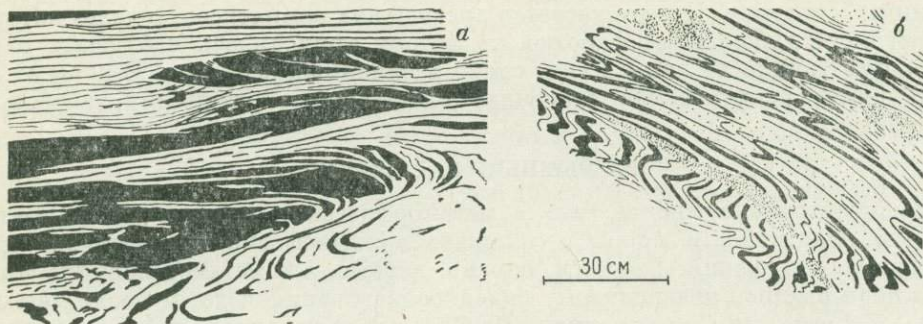
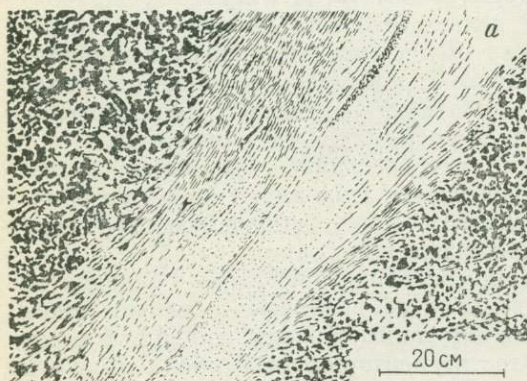


Рис. VIII-10. Сочетание складок и разрывов, создающее линзово-чешуйчато-складчатую структуру в мигматитах (Северное Беломорье). Рисунки по фотографиям (а, б)

см. рис. VIII-4). Смещения по разрывам обоих типов происходят в основном в направлении, поперечном шарнирам осложняемых ими складок, притом таким образом, что отражают общее сжатие толщи по нормали к осевым поверхностям складок и увеличение размеров толщи вдоль этих поверхностей перпендикулярно к шарнирам.



Кроме того, весьма распространены смещения по поверхностям, практически параллельным сланцеватости. Такие разрывы распознаются лишь в тех случаях, когда в их крыльях сохранились следы строения, более раннего, чем эта сланцеватость, по которым можно обнаружить смещение. Поскольку в метаморфических комплексах складки осложнены обильными разрывами разного типа (рис. VIII-10), структура этих комплексов может быть названа линзово-чешуйчато-складчатой.

Смещения по разрывам в условиях метаморфизма крайне редко сопровождаются образованием тектонических брекчий. Гораздо чаще (но не обязательно) в зонах разрывов возникает катаклаз или

Рис. VIII-11. Строение зон разрывов (Северное Беломорье). Рисунки по фотографиям.

а — возникновение сланцеватости в массивной породе в зоне разлома; б — новая, секущая старые текстуры ориентировка сланцеватости и полосчатости в зоне разрыва

милонитизация. Но присутствие катаклазитов и милонитов еще не означает существование в этом месте разрыва: как показывает опыт детальных исследований докембрия Прибайкалья (Эз, Гешнер, 1974) и других районов, эти породы часто возникают и при складкообразовании, локализуясь в тех частях складок, где деформации достигали наибольшей величины (в растянутых крыльях, сильно сжатых ядрах и т. д.).

Признаком более молодых разломов в глубоко метаморфизованных толщах часто является возникновение линейных зон низкотемпературного диафтореза. Но и в этом случае главным признаком является не сам факт диафтореза (который может захватывать деформируемые породы и вне всякой связи с разрывами), а геологическое положение зоны диафтореза: ее прямолинейный, секущий характер.

Нередко большое смещение осуществляется не по строго определенной поверхности, а охватывает зону некоторой ширины, в пределах которой происходит очень значительная сдвиговая деформация. В этих случаях в породах зоны развивается новая сланцеватость, а иногда и полосчатость, практически параллельная границам зоны (рис. VIII-11).

Обилие разрывных нарушений в метаморфических толщах позволяет ответить на вопрос, почему, несмотря на повсеместное развитие мелкой интенсивной складчатости, многие геологические границы оказываются не сложноизвилистыми, а, наоборот, на значительном протяжении прямолинейны или слабо изогнуты. Как показывает опыт детальных съемок, такие границы часто являются разрывами, связанными с тем же этапом складкообразования, что и мелкие сложные складки, но, естественно, имеющими более простую форму поверхности.

К проявлениям разрывной тектоники можно в известной степени отнести и будинаж пластообразных тел, широко распространенный в метаморфических толщах. Будины нередко бывают сильно деформированы и удалены друг от друга на значительное расстояние, иногда в несколько раз превышающее размеры самих будин. Будинированию подвергаются не только пластообразные тела (а также дайки и другой формы тела интрузивных пород) в крыльях складок, но и ядра складок (рис. VIII-12), что говорит о связи будинажа с раздавливанием пород в ходе образования тесно сжатых складок. По степени разобщения будин можно судить о величине деформации, которую испытали толщи, вмещающие будины. Наблюдения над величиной раздвигания будин в беломорском комплексе показали, что растяжение в пять — десять раз является весьма обычным (Кузнецов, 1969). В литературе встречаются указания и на пятнадцатикратное удлинение (Wood, 1973).

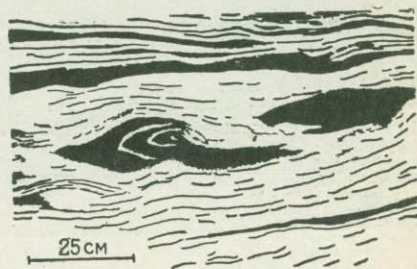


Рис. VIII-12. Остатки замка складки в амфиболитовой будине среди мигматитов (Северная Карелия) По Б. И. Кузнецов (1969.)

НАЛОЖЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

В структуре метаморфических комплексов отражено последовательное наложение деформаций разного плана и разного возраста. Наиболее ярко оно проявляется в наложении складчатостей. Это явление отмечается в самых различных метаморфических комплексах. Оно известно не только в древних

глубоко метаморфизованных образованиях, претерпевших длительную историю развития (Эз, 1967, 1968; Hyndman, 1968; Флаас, 1969; Кузнецов, 1969₂; Гришьян, Копылов, 1970; Stauffer, Mukherjee, 1971; Лазарев, 1971; Стенарь, 1972),

но и в метаморфических толщах более молодых геосинклинальных областей (Means, 1963; Fyson, 1964; Holubec, 1964; Zwart, 1964; Dineley, 1966; Чесноков, 1966; Thakur, 1972).

При наложении складчатостей осевые поверхности одних складок изгибаются с образованием при этом других складок (см. рис. VIII-6). Поскольку осевые поверхности складок и без наложенных деформаций не всегда плоские, то одна лишь изогнутость осевых поверхностей еще не означает наложения складчатостей. Но если искривления осевых поверхностей в свою очередь образуют систему складок с определенной, закономерной ориентировкой их осевых поверхностей и шарниров, есть все основания говорить о наложении одной на другую складчатостей разного плана.

При наложении новой складчатости изгибаются как осевые поверхности и крылья более ранних складок, так и поверхности разрывов, осложняющих эти складки. Поскольку поверхности разрывов более прямолинейны, чем другие геологические границы, именно их изгибы лучше всего обрисовывают наложенные складки (см. рис. VIII-4).

С крупными наложенными складками связаны более мелкие осложняющие их складочки, имеющие в общем такую же, как

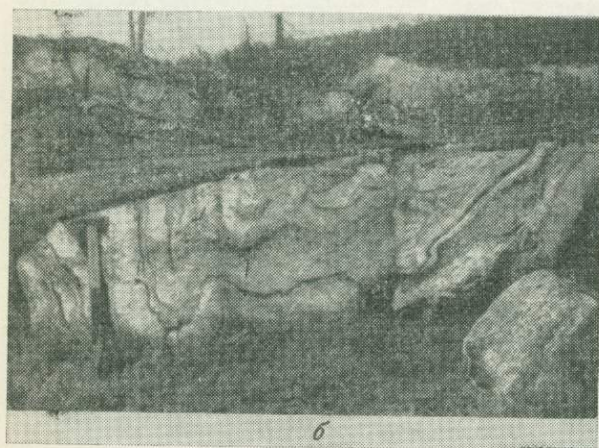


Рис. VIII-13. Примеры наложения складок

а — наложение складок в гнейсе, подчеркнутые изгибами пластообразного тела амфиболита. Фото А. А. Сорского; *б* — прямые открытые складки в мигматитах Кольского полуострова, наложенные на лежащую изоклинальную складку, узкий замок которой виден в правой части снимка. Фото Т. М. Гейтнер

и крупные, ориентировку осевых поверхностей и шарниров. Поэтому непосредственно в обнажениях удастся видеть, как мелкие более поздние складки накладываются на мелкие ранние складки (рис. VIII-13).

Наложение складчатостей легче всего обнаруживается по изгибанию сланцеватости или полосчатости, возникших при образовании более ранней складчатости. Нередко поздняя (и потому наиболее ясно выраженная) складчатость

оказывается единственной, которую обнаруживают и описывают, что и приводит к представлению о развитии в метаморфических толщах сравнительно пологих простых форм (особенно когда последующая складчатость накладывается на трудно выявляемые лежащие изоклиналильные складки).

Осевые поверхности наложенных складок всегда имеют секущее положение по отношению к осевым поверхностям ранних складок. Шарниры наложенных складок в некоторых случаях ориентированы так же, как и шарниры более ранних складок (складки F_1 и F_2 на рис. VIII-14). В других случаях шарниры новых складок расположены иначе, чем шарниры ранних (складки F_3 на рис. VIII-14). При этом шарниры ранних складок приобретают разное положение в разных крыльях наложенных складок и в их замках. Если с ранними складками было связано образование линейности, то она, как и шарниры ранних складок, изгибается наложенными складками. Поэтому обнаружение на изогнутых в складки поверхностях более ранней линейности, изгибающейся в замке и проходящей под углом к шарниру, всегда служит надежным признаком того, что мы имеем дело уже с наложенными складками.

При большой сжатости наложенных складок в них развивается новая сланцеватость (а часто и новая метаморфическая полосчатость), как и в ранних складках, приблизительно параллельная их осевым поверхностям. Интенсивное развитие новой сланцеватости может, как и при первой складчатости, привести к существенной перестройке текстуры пород, с исчезновением уже не только первичных, но и более ранних вторичных особенностей их сложения, в результате чего следы более ранней складчатости могут быть частично или полностью затупеваны. В связи с новыми складками может образоваться и новая линейность.

Своеобразие структуры, связанной с наложением складчатостей, вызывает необходимость применения новых терминов. В частности, для наложенных складок теряет смысл понятие об антиклиналях и синклиналях, поскольку в них вовсе не обязательно соблюдение нормальной последовательности слоев от ядра складки к периферии или обратно. В этом случае правильнее называть складки антиклиналеобразными и синклиналеобразными или, как принято в зарубежной литературе, антиформными и синформными. Эти термины удобно применять и тогда, когда просто нет данных об относительном возрасте слоев, слагающих ядро и периферийные части складки.

Пример наложения складчатостей, выявляющегося при геологической съемке, изображен на рис. VIII-6, где отчетливо видно, как лежащие почти изоклиналильные складки смяты в систему прямых открытых складок. Сходная картина видна и на рис. VIII-4. Здесь хорошо вырисовываются две крупные складки, погружающиеся в северо-восточном направлении. Однако они не являются первыми складками: в их крыльях и замках пачки разных пород не залегают в некоторой определенной последовательности, а повторяются по нескольку раз. В том, что повторяются действительно одни и те же, а не просто похожие по составу пачки, можно убедиться, прослеживая их по простиранью: в ряде мест обнаруживается поворот границ в обратном направлении, соответствующий замкам других, более ранних складок. Эти ранние складки

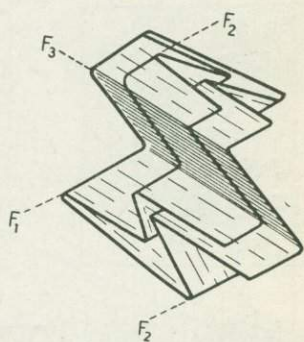


Рис. VIII-14. Наложение складок с взаимно параллельными (F_1 и F_2) и перпендикулярными (F_3) шарнирами

практически изоклиналины. Их шарниры полого погружаются на северо-восток, а имеющие в общем пологое северное падение осевые поверхности и крылья изогнуты, описывая две более поздние складки.

Надежным признаком наложения складчатостей является широкое развитие складок с крутыми, почти вертикальными шарнирами. Правда, в случае сложной трехмерной деформации и шарниры складок, сформировавшихся в течение одного этапа, могут иметь на некоторых участках вертикальное и даже обратное погружение. Однако таким путем из горизонтально наложенной толщи не может возникнуть занимающая большое пространство система однообразно ориентированных складок, у которых все шарниры имеют положение,

близкое к вертикальному. Для этого горизонтально лежавшие толщи обязательно сначала должны быть смяты в складки с крутыми осевыми поверхностями: тогда появляются плоскостные элементы структуры (круто падающие слои, крутой кливаж, сланцеватость), которые в дальнейшем, при соответствующих деформирующих воздействиях, могут быть смяты в складки с почти вертикальными шарнирами.

Особенно сложная структура образуется тогда, когда толщи подвергались последовательно нескольким различным направленным деформациям, а именно такой, как сейчас

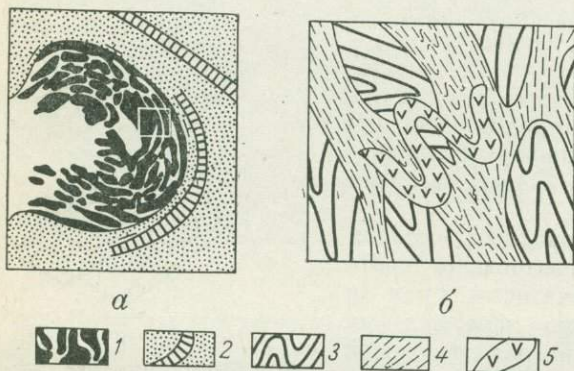


Рис. VIII-15. Схемы строения Риколатинской складки на Кольском полуострове (а) и амгатиноподобного тела в ее ядре (б). По Л. Н. Куклею (1968).

1 — амгатиноподобные образования; 2 — пласты амфиболитов в биотитовом гнейсе; 3 — гранат-биотитовые гнейсы; 4 — двуслойные гнейсы; 5 — габбро-амфиболит. Участок б показан на рис. а квадратным контуром

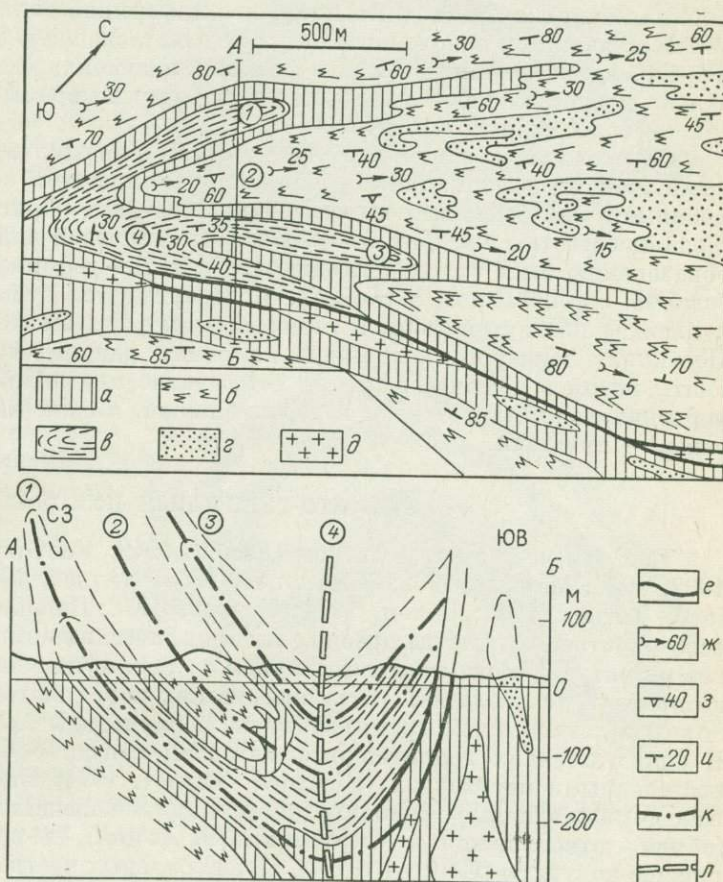
есть основания полагать, оказывается история структурного развития древних глубоко метаморфизованных комплексов (Эз, 1967, 1968; Westra et al., 1969; Faure, Mueller, 1971; Roy, 1972; Pearson, 1972; Стенарь, 1972; Сыстра, 1972). Хороший пример сложной истории тектонических процессов приведен Л. Н. Куклеем (1968) для беломорского комплекса Балтийского щита. В замковой части крупной складки с круто погружающимся шарниром (рис. VIII-15) мигматизированные гнейсы разбиты на линзы, глыбы и крупные блоки, внутри которых видна складчатая структура, образованная сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью и срезаемая контурами этих тел. Промежутки между ними заполнены гнейсами другого типа, также мигматизированными. И те и другие гнейсы пересечены дайками основного состава, смятены в изоклиналиные складки, осевые поверхности которых примерно параллельны сланцеватости и мигматитовой полосчатости в гнейсах, заполняющих промежутки между блоками. Эти осевые поверхности имеют разную ориентировку в разных частях крупной складки, будучи параллельны ближайшему участку пластообразного тела амфиболитов, обрисовывающего складку. Следовательно, складки, образованные дайками, возникли не в связи с этой крупной складкой, а еще до нее.

Поддающаяся расшифровке история тектонических деформаций на рассматриваемом участке представляется в следующем виде: 1) деформация,

создавшая сланцеватость в гнейсах, сохранившихся сейчас внутри блоков, по которой образовалась мигматитовая полосчатость, 2) смятие в складки этой сланцеватости и мигматитовой полосчатости, 3) раздробление складчатой структуры с заполнением промежутков между образовавшимися телами материалом, который сейчас представлен гнейсами второго типа, 4) внедрение даек основных пород, 5) деформация, вызвавшая смятие даек в изоклинные

Рис. VIII-16. Схематическая геологическая карта и профиль участка к югу от сел. Тагот (Западное Прибайкалье). По Ю. А. Морозову (Гентнер, Морозов, Эз, 1973).

а — мраморы; б — гранат-биотитовые гнейсы; в — диопсид-плагноклазовые сланцы; г — амфиболиты; д — жильные гранитоиды; е — разрывные нарушения; ж — направление и угол падения шарниров мелких складок; з — направление и угол падения осевых поверхностей мелких складок; и — направление и угол падения осевых поверхностей ранних складок; л — осевые поверхности наложенных складок. Цифры в кружках — номера складок, упоминаемых в тексте



складки, а во вмещающих породах отразившаяся в рассланцевании межблокового материала, б) изгибание осевых поверхностей последних изоклинных складок и других параллельных им поверхностей в крупную складку с круто погружающимся шарниром.

Рассмотрим еще один пример сложного структурного развития, относящийся к докембрию Западного Прибайкалья (рис. VIII-16). Сланцеватость в диопсид-плагноклазовых сланцах образует здесь синформную складку 4, погружающуюся к северо-востоку и замыкающуюся на юго-западе. Прилежащая к ней с северо-запада складка 2 с гнейсами и амфиболитами в ядре тоже замыкается на юго-западе и погружается к северо-востоку, т. е. также имеет форму синклинали. Разрывом эти складки не разделены, что видно по отсутствию смещения мраморов, проходящих по границе гнейсов и диопсид-плагно-

класовых сланцев. Сланцеватость диопсид-плагиоклазовых сланцев не изогнута в складку 2: в северо-западном крыле синформной складки 4 она располагается параллельно осевой поверхности синформной складки 2. Не обнаруживается изгибания сланцеватости диопсид-плагиоклазовых сланцев и в ядрах двух прилежащих к складке 2 антиформных складок 1 и 3, где сланцеватость также простирается вдоль их осевых поверхностей. Иначе говоря, здесь две наклонные (а ранее, видимо, лежащие) антиформные складки 1 и 3 и разделяющая их синформная складка 2 находятся в крыле синформной складки 4, которая, таким образом, является наложенной на уже существовавшую складчатую структуру. Формирование сланцеватости в диопсид-плагиоклазовых сланцах (первоначально представлявших интрузивную породу) по времени совпадало с образованием более ранних складок 1—3.

Образование структуры этого участка не ограничивалось двумя отмеченными этапами деформации. В более ранней складке 2 осложняющие ее и синхронные с ней более мелкие складочки в гнейсах обрисованы не слоистостью, а сланцеватостью и развитой вдоль нее мигматитовой полосчатостью. Очевидно, образованию этих складок предшествовал этап деформации, вызвавший образование сланцеватости в гнейсах. Подтверждается существование этого этапа и дважды изогнутой формой линзообразных тел амфиболитов среди гнейсов. Поскольку текстуры, возникшие на самом раннем этапе деформации, были смяты потом в лежащие складки, естественно предположить, что эти текстуры первоначально были близки к вертикальным, а складки, с которыми они связаны, — прямыми.

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА

Как отмечают многие авторы (Escola, 1949; MacGregor, 1951; Павловский, 1962, 1970; Марков, 1962; Харитонов, 1963; Каляев, 1965; Talbot, 1969; Bickford, Turner, 1971; Салон, 1971; Горлов, 1972; Павлова, 1972), существенной особенностью структуры древних метаморфических комплексов является широкое развитие гранито-гнейсовых куполов, т. е. куполовидных складок, в ядрах которых среди различных метаморфических пород выходят гранитизированные породы: мигматиты, гранито-гнейсы, гранитоиды магматического облика. В одних случаях гранитоидный материал связан с окружающими толщами постепенными переходами (Bickford, Turner, 1971; Виноградова, 1971), отражающими различные степени гранитизации вмещающих метаморфических пород (обычно относящихся к амфиболитовой фации), в других обнаруживаются рвущие контакты (Griffin, 1971₁). В центральных частях этих структур плоскостные текстурные элементы гранитоидных пород имеют обычно субгоризонтальное или полого наклоненное залегание. В краевых частях, где породы мало гранитизированы, текстуры обычно имеют крутое падение, до вертикального и опрокинутого. Благодаря сочетанию такой ориентировки текстур с нередко изометричной формой в плане эти положительные структуры заслуживают названия куполовидных.

Метаморфические породы по периферии купола обычно смяты в тесно сжатые прямые или наклонные складки, простирающиеся осевых поверхностей которых огибают контуры купола. Такие соотношения наводят на мысль о связи образования этих складок с формированием самого купола. Но чаще картина оказывается более сложной. Хотя в гранитизированных породах центральной части купола складчатая структура распознается с трудом, однако и здесь удается обнаружить реликты складчатой структуры. Складки в сводовых частях

куполов оказываются тоже тесно сжатыми, но они имеют, как правило, субгоризонтальные осевые поверхности. При этом часто вполне достоверно устанавливается, что складки в своде купола и по его периферии принадлежат к одной генерации, а различие в их ориентировке и приспособленность к форме купола связана с тем, что куполовидные складки формировались не из горизонтально наложенных пластов, а в толще, которая еще до этого была смята в лежащие изоклиналильные складки (рис. VIII-17).

Из сказанного не следует, что нет складок, образующих купола, образование которых связано с ростом куполов. Наоборот, такие складки довольно обычны, особенно при сближенном расположении куполов. Структурный анализ помогает отличить эти складки от более ранних, которые когда-то были лежащими, но на крутых склонах куполов повернуты до субвертикального положения осевых поверхностей. Складки, связанные с ростом куполов, имеют субгоризонтальные шарниры. Бывшие же лежащие складки имеют шарниры, проходящие с одного склона купола через его свод на другой склон, приобретая в соответствующих местах крутое погружение вместо субгоризонтального. То, что о гранито-гнейсовых куполах иногда пишут как о пологих складках, развившихся в горизонтально залегающих толщах, по-видимому, объясняется недостаточной геологической изученностью: тем, что оказались пропущенными более ранние лежащие изоклиналильные складки, на которые наложены эти куполовидные структуры.

Ряд авторов отмечают грибообразную форму гранито-гнейсовых куполов, которая связана с расплыванием по горизонтали их верхних частей, подобно тому, как расплываются наверху ядра соляных диапиров (Wegmann, 1930; Haller, 1956; Griffin, 1971₁; Рамберг, 1970; Sorgenfrei, 1971; Pulvertaft, 1973). Чтобы непосредственно увидеть грибообразную форму, требуется очень глубокое эрозионное расчленение, но иногда она может быть установлена достаточно надежно по косвенным структурным признакам. Учитывая сложность выявления таких грибообразных форм, представляющих собой дальнейшее

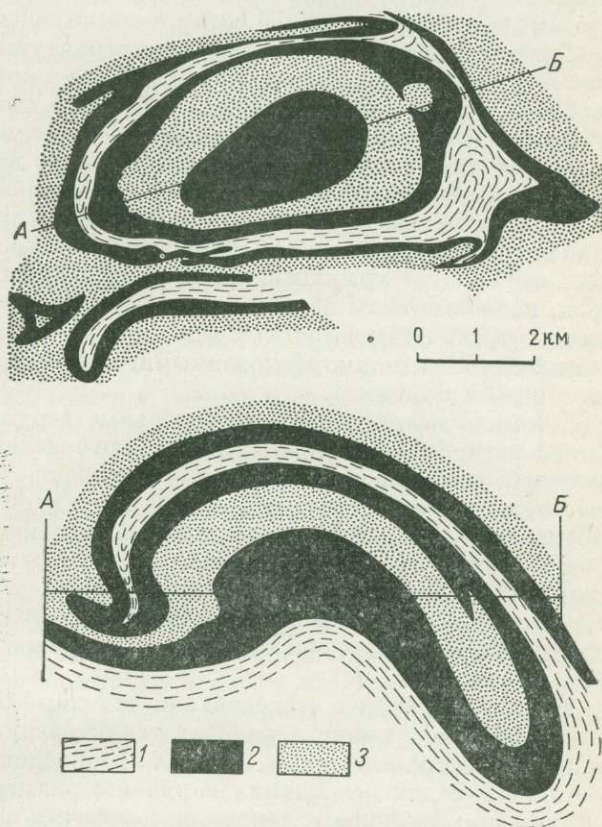


Рис. VIII-17. Схематическая геологическая карта и разрез купола Товкуссап, Гренландия (Berthelsen, 1960)
1 — амфиболовые мигматиты; 2 — амфиболиты; 3 — амфиболовые гнейсы

развитие куполов, можно думать, что они распространены шире, чем их удается обнаружить.

Обычно гранито-гнейсовые купола имеют в поперечнике десятки километров, т. е. их горизонтальные размеры соизмеримы с мощностью земной коры. Л. И. Салоп (1971) считает, что от гранито-гнейсовых куполов надо отличать складчатые овалы, образованные древними глубоко метаморфизованными породами и имеющие в плане сотни километров в поперечнике.

Далеко не всегда положительные структуры с гранито-гнейсовым материалом в ядре имеют в плане изометричные округлые очертания*. Наоборот, последние в общем не так уж часты. С одной стороны, это может быть связано с тем, что форма куполов нарушается более поздними деформациями иного плана. С другой стороны, имеются и первично вытянутые формы, иногда называемые гнейсовыми валами (Белянкина, Долгинов, 1965; Griffin, 1971; Kizaki, 1972; Павлова, 1972). Такой гнейсовый вал сравнительно легко обнаружить, когда по обе стороны его располагаются более слабо метаморфизованные породы, но там, где гранитизация изофациальна с метаморфизмом окружающих пород, подобные валы неизбежно должны теряться (особенно после наложения более поздней складчатости) среди других линейно-вытянутых складок, сложенных глубоко метаморфизованными, а иногда и в какой-то степени гранитизированными породами.

Таким образом, хотя положительные структурные формы с гранитизированным материалом в ядре, судя по многочисленным данным, широко распространены, особенно в архейских и нижнепротерозойских образованиях, их относительная роль в формировании структуры, равно как и их морфология, требует еще для своего выявления длительных структурных исследований.

В заключение интересно отметить, что о некоторых гранитоидных телах в ядрах положительных структур имеются геофизические данные, указывающие, что они не распространяются далеко в глубину, а залегают у поверхности в виде больших горизонтально вытянутых линз (Литвиненко, Анкудинов, 1971).

В свете последних исследований основные особенности тектоники древних метаморфических комплексов сводятся к следующему: большое разнообразие формы и пространственного положения складок; резкая дисгармония складок; сочетание складок нескольких порядков; развитие тесно сжатых, изоклиальных складок; широкое развитие как лежащих складок, так и складок с круто погружающимися шарнирами; наложение складчатостей разных этапов и разного плана, иногда с полным затушевыванием более ранней складчатой структуры; тектоно-метаморфическая переработка пород, приводящая к созданию новых плоскостных текстур (сланцеватости и метаморфической полосчатости), в складчатой структуре параллельных осевым поверхностям складок; обилие разрывных нарушений и тектоническое разлинование в мелких и крупных масштабах; распространенность положительных структур с гранитизированным материалом в их ядрах.

Следует также иметь в виду, что породы метаморфических комплексов подвергались деформациям не только в ходе метаморфических процессов. Поэтому структуры, образующиеся в них после выхода из условий метаморфизма, сходны с теми, которые наблюдаются в неметаморфизованных толщах.

* Следует напомнить, что при развитии наложенной складчатости изометричную в плане форму, в том числе и форму куполов, могут приобретать и структуры, по своему происхождению ничего общего не имеющие с куполами (Эз, 1970).

При больших остаточных деформациях изменение объема очень невелико по сравнению с изменениями линейных размеров. Поэтому уменьшение размеров геологических тел в одном направлении обязательно компенсируется соответствующим увеличением их размеров в перпендикулярных направлениях. Учитывая это, при анализе условий возникновения тех или иных геологических структур нельзя ограничиваться (как это обычно делается) выяснением направления, в котором породы испытывали наибольшее сжатие — не менее важно установить, в каком направлении шло увеличение размеров изучаемого объема пород. Так, прямые складки формировались в горизонтально расслоенных толщах в условиях горизонтального сжатия при возможности увеличения размеров толщи по вертикали. Для образования широко распространенных в метаморфических комплексах лежащих складок, которые могли формироваться, когда в породах имелись субвертикальные текстуры, необходимо вертикальное сжатие и возможность увеличения горизонтальных размеров в направлении, перпендикулярном к этим текстурам.

Морфологические особенности складок в метаморфических комплексах — их преимущественно линейный характер; присутствие в них пластообразных тел, сохранивших одинаковую мощность в разных частях складок; увеличение разницы в мощности тел более пластичных пород на крыльях и в замках складок с ростом степени сжатости последних; приблизительно параллельное расположение как шарниров, так и осевых поверхностей складок разных порядков, возникающих в одно время, — позволяют говорить, что преобладающей причиной формирования складок является сжатие вдоль сминающихся в складки поверхностей при возможности увеличения размеров в направлении, перпендикулярном к этим поверхностям. При образовании этих складок, наряду с изгибом и относительным перемещением слоев и других пластообразных тел, существенную роль играет более или менее однородная деформация пород, происходящая как до выхода деформируемой среды из неустойчивого равновесия и начала изгиба, так и по достижении складками той степени сжатости, при которой энергетически более выгодным оказывается их дальнейший рост путем однородной деформации, а не путем изгиба и относительного смещения слоев.

При формировании складок продольного сжатия, помимо изгиба и однородной деформации, происходит также неоднородная деформация слоев, приводящая к утоньшению их в крыльях и утолщению в замках. При высокой пластичности пород и однообразном характере разреза такая неоднородная деформация приводит к образованию подобных складок. В подобных складках мощности слоев, измеренные вдоль осевых поверхностей, остаются одинаковыми в разных частях складок. Именно с этой геометрической особенностью подобных складок связано распространенное представление о широком развитии так называемых «складок скальвания», или «складок течения», образование которых предполагается обусловленным неодинаковой величиной перемещения частиц слоев по параллельным направлениям, секущим слоистость, хотя процесс этот практически неосуществим в сколько-нибудь больших объемах (Эз, 1969).

Нетрудно подсчитать, что для образования тесно сжатых, изоклиналильных складок необходимо уменьшение размеров сминаемой толщи вдоль первоначального положения слоев в пять-десять раз (в зависимости от относительной роли отдельных видов деформации) и увеличение суммарной мощности толщи

во столько же раз. К сходным оценкам величины деформации приводит и определение ее по степени разобщения будин первоначально пластообразных тел (Кузнецов, 1969.).

Образование очень крупных структурных форм, например, гранито-гнейсовых куполов, естественнее связать с действием сил, направленных поперек изгибаемых поверхностей, и поэтому такие формы могут быть названы складками поперечного изгиба.

Различная сопротивляемость разных слоев изгибу, обусловленная различием их мощностей и деформационных свойств пород, приводит к одновременному росту складок разного размера в разных частях толщи. При этом части разреза, где формируются более мелкие складки, оказываются вовлеченными в участие в более крупных складках. Так как и крупные и мелкие складки образуются в одинаковых условиях нагружения, их степень сжатости оказывается приблизительно одинаковой, а основные структурные элементы (шарниры, осевые поверхности) — взаимно параллельными. Мелкие складки на крыльях более крупных приобретают при этом асимметричную форму, с чем связано возникновение представления о широком развитии в метаморфических толщах «складок волочения».

Расположение сланцеватости параллельно осевым поверхностям складок или вдоль направления удлинения сплюснутых тел говорит о том, что она образуется в условиях неравностороннего давления и перпендикулярна к направлению наибольшего сжатия. Однако одного лишь возникновения неравностороннего давления еще недостаточно: незначительная перестройка структуры пород в ходе метаморфической кристаллизации приводит, благодаря малым величинам упругих деформаций, к выравниванию давлений в разных направлениях. Поэтому, чтобы образовалась упорядоченная ориентировка минералов, неравносторонний характер давления должен долгое время поддерживаться, т. е. должна продолжаться деформация. Иначе говоря, условия для образования сланцеватости создаются только в ходе большой остаточной деформации.

Новообразованная полосчатость метаморфических пород, в том числе и мигматитовая, в сланцеватых породах параллельна сланцеватости. Образование полосок новых минералов связывают с возникновением в породах частых зон пониженного давления вдоль поверхностей сланцеватости. Однако такие зоны не могут возникнуть в условиях продолжающегося сжатия перпендикулярно к сланцеватости. Для этого направление воздействий должно измениться так, чтобы направление наибольшего сжатия, наоборот, стало близким к направлению сланцеватости.

Проведенные нами исследования показывают, что важным фактором образования полосчатости является раздавливание соприкасающихся тел разного состава в ходе больших деформаций. При пяти- или десятикратных изменениях размеров тел первоначальные соотношения их размеров изменяются в двадцать пять — сто раз, что означает приобретение практически пластообразного вида телами любой исходной формы. В микромасштабе это выражается в образовании милонитовой полосчатости в результате раздавливания зерен разного состава. В макромасштабе новая полосчатость образуется при раздавливании галек или валунов, различных включений, а чаще всего тектонических обломков и линз, в том числе фрагментов складок. Иногда чередование пород разного состава создается частым расположением параллельных жил или узких зон локального диафореза (как это наблюдалось нами, например, в Прибайкалье).

Происхождение линейных текстур, параллельных шарнирам складок, пока не имеет удовлетворительного объяснения. Обычно их связывают с растяжением

вдоль шарниров. Однако такое направление деформации не типично для складкообразования и, наоборот, противодействует росту складок. Видимо, линейные текстуры чаще всего возникают в результате дальнейшего развития микрогофрировки, приводящего к разрыву микроскладок на отдельные фрагменты и обкатыванию, округлению этих фрагментов.

Большие остаточные деформации в толщах горных пород протекают через перегруппировку частиц вещества, происходящую на разных уровнях: от перемещения крупных блоков до перестройки на атомно-ионном уровне. В условиях метаморфизма преобладающая роль принадлежит перегруппировке вещества путем перекристаллизации существовавших минералов или метаморфической кристаллизации новых минералов, вызванной изменением термодинамических условий и особенно энергично протекающей при взаимодействии твердой фазы с межгранулярными растворами. В то же время широкое развитие бластомилонитов и бластокатаклазитов, не связанных с разрывными нарушениями, обнаруженное, например, в ольхонской серии Прибайкалья (Эз, Гептнер, 1974), говорит о существенной роли раздробления зерен и перемещения их обломков в ходе деформации. Относительная роль перекристаллизации и раздробления в формировании структуры метаморфических пород зависит от соотношения скорости перекристаллизации и скорости деформации, от того, в какой мере рост минеральных зерен успевал залечивать происходящее разрушение. Возможность перестройки структуры пород через метаморфическую кристаллизацию и перекристаллизацию обеспечивала большую пластичность пород и достижение очень больших величин деформации.

Развитие упорядоченных текстур в метаморфических породах и закономерная связь ориентировки метаморфических минералов с геологическими структурами говорят о протекании процессов регионального метаморфизма в ходе тектонических деформаций. Можно высказать предположение, что происходящее при больших остаточных деформациях разрушение минеральных зерен, непрерывное возникновение и перемещение в них микродислокаций не только резко увеличивало активную поверхность минералов, ускоряя протекание химических реакций, но и создавало высокую проницаемость пород для метаморфизирующих флюидов.

В древних метаморфических комплексах в качестве наиболее ранних структур чаще всего отмечаются тесно сжатые лежачие складки, в которые изогнуты сланцеватость или полосчатость. Однако для образования лежачих складок нужно, чтобы в толще пород были субвертикальные текстуры, которые не могли образоваться без деформации соответствующего направления. Следовательно, образование лежачих складок не является самым первым этапом деформации, хотя возникшие на раннем этапе структуры могут быть уничтожены последующими преобразованиями.

На лежачие складки накладываются снова прямые складки, шарниры которых часто, но далеко не всегда, параллельны шарнирам лежачих складок. На эти прямые складки нередко накладываются новые лежачие складки, достигающие разной степени сжатости. На самых последних этапах деформация часто локализуется в отдельных узких зонах. Во многих метаморфических комплексах, по данным разных авторов, выявляется и более сложная история развития структуры. Этапы деформации не обязательно соответствуют тому, что называют фазами складчатости, и выделение отдельных этапов еще ничего не говорит о величине промежутков времени между ними.

Многие этапы развития структуры древних метаморфических комплексов характеризуются очень большой величиной деформаций. При сжатии горизон-

тально лежащей толщи в очень тесно сжатые складки ее мощность, как отмечалось выше, возрастает в пять — десять раз. При этом неизбежно значительно меняется глубина залегания пород в коре, и они попадают в иные термодинамические условия. То есть большие тектонические деформации создают предпосылки для регионального метаморфизма. Очевидно, что такие большие деформации не могли протекать в земной коре одинаково по всей ее мощности: иначе мы встречали бы как огромные раздувы мощности, так и участки значительного утоньшения коры. Кора же, наоборот, в пределах большей части континентов имеет довольно однообразную мощность. Из этого следует, что под объемами коры, уменьшавшими горизонтальные размеры и удлинявшимися по вертикали, находились объемы, испытывавшие укорочение по вертикали и удлинение по горизонтали. Рядом на тех же уровнях деформация шла в противоположном направлении. Такое распределение направлений больших деформаций в вертикальном разрезе коры возможно только при конвективном характере движений внутри коры.

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОЦЕССОВ ГРАНИТИЗАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ *

Для решения вопроса о происхождении той или иной геологической структуры необходимо знать, какими были первичная форма и пространственное положение изучаемых геологических тел. Когда тела неоднократно и сложно деформированы, об их первичной форме и залегании в большинстве случаев приходится судить по косвенным признакам. Для этого прежде всего надо знать первичное происхождение пород: если они осадочные или вулканогенные, то с достаточной степенью точности можно считать их исходную форму пластобразной, а первоначальное залегание горизонтальным. Если, напротив, это бывшие интрузивные тела, то решение вопроса об их первичной форме и взаимоотношениях с вмещающими породами становится менее определенным, так как такие тела могли иметь самую разнообразную форму и положение.

Распространено мнение, что докембрийские метаморфические толщи, в том числе и раннедокембрийские, состоят в основном из пород первично-осадочных с подчиненным количеством вулканогенных образований и с немногими преимущественно пластовыми телами интрузивных пород. Именно это положение является основой наиболее распространенных методических принципов картирования областей развития древних метаморфических комплексов. Тем не менее есть веские причины сомневаться в обоснованности такого утверждения, в особенности для раннего докембрия.

Одним из главных признаков первично-осадочных пород обычно считаются пластовая форма тел, их взаимно параллельное положение, слоистая текстура и отсутствие секущих магматических контактов. Но все эти признаки оказываются не столь надежными, если учесть особо сложный характер тектоники древних глубокометаморфизованных комплексов, обусловленный интенсивными и неоднократными тектоническими деформациями. В этих условиях пластобразная форма тел часто оказывается приобретенной в ходе деформаций. Высокая степень раздавливания толщ пород при образовании тесно сжатых складок может привести к тому, что штокообразное интрузивное тело приобретет форму дайки или пластовой интрузии и в дальнейшем будет участвовать в складчатости вместе с вмещающими породами (Гештнер, 1972).

* Этот раздел написан с небольшими изменениями по статье Т. М. Гештнер, А. С. Ескина и В. В. Эза (1974).

В результате больших деформаций, приводящих к образованию изокли-нальной складчатости, затушевывается секущий характер контактов: даже геологические границы, проходившие вначале под большими углами друг к другу, приводятся в положение, близкое к параллельному. Таким образом, видимая параллельность геологических границ в метаморфических толщах не всегда может быть надежным признаком согласно наложенных осадочных образований.

В ходе деформаций и метаморфизма видоизменяются или нацело уничтожаются исходные текстуры пород, возникает новая плоскостная текстура, параллельная осевым поверхностям складок. Вновь образованная текстура внешне может напоминать осадочную слоистость, но ничего общего с ней не имеет. Последнее особенно очевидно, когда полосчатую текстуру приобретают первично массивные магматические породы (Шуркин и др., 1960). Из-за обилия разрывных нарушений в метаморфических толщах не сохраняются прежние магматические контакты.

В свете сказанного ни пластообразная форма, ни параллельное залегание тел разного петрографического состава, ни полосчатая текстура не могут быть доказательством первично-осадочного происхождения пород. К тому же первичная структура и первичный минеральный состав в глубокометаморфизованных породах не сохраняются, а процессы привноса и выноса элементов при метаморфизме высоких ступеней, и особенно при гранитизации, изменяют валовой химический состав. Иначе говоря, ни одним отдельно взятым методом — геологическим, петрографическим, петрохимическим или геохимическим — нельзя однозначно решить вопрос о первичном происхождении метаморфических пород. Этот вывод был недавно убедительно доказан в применении к амфиболитам докембрия («Пара- и ортоамфиболиты докембрия...», 1972). Только при комплексном изучении и очень детальной работе можно выяснить историю произошедших тектонических и метаморфических изменений и восстановить первичные взаимоотношения и первичное происхождение пород.

Интересные результаты дало проведение таких детальных комплексных работ в Западном Прибайкалье, в области развития ольхонской серии, которая имеет, видимо, архейский возраст. Полевые исследования велись путем составления очень детальных структурно-петрографических карт. При этом выявились существенные подробности, которые ранее выпадали из поля зрения. Состав ольхонской серии рассматривался либо как смешанный — осадочно-вулканогенный (Ескин, 1962; Салоп, 1967), либо как преимущественно осадочный (Павловский, Ескин, 1964). В разрезе серии содержится большое количество тел амфиболитов, имеющих, как представлялось при среднемасштабном картировании, пластовую форму залегания, согласную с залеганием всех прочих компонентов разреза. Осадочное происхождение этих компонентов (мраморов, известково-силикатных сланцев, кварцитов, гранатсодержащих и других гнейсов) не вызвало в то время сомнений. Геологические наблюдения и имевшиеся немногочисленные данные по петрохимии амфиболитов были оценены как указывающие на осадочный генезис амфиболитов (Павловский, Ескин, 1964).

В результате комплексных детальных работ выявилась сложная последовательность этапов складчатости и метаморфизма ольхонской серии, которая оказалась полиметаморфической. Амфиболиты и их в разной степени мигматизированные аналоги, обусловленные регионально проявленным наложенным амфиболитовым метаморфизмом и мигматизацией, составляют значительную часть силикатных пород серии. Именно эти породы замещают как кристаллические

сланцы основного и ультраосновного состава гранулитовой фации, так и интрузивные тела реликтовых базитов и гипербазитов.

Многочисленные мелкие тела основных и ультраосновных явно интрузивных пород — полнокристаллических, крупнозернистых, с соответствующим составом и структурой — раньше рассматривались как интрузии, которые внедрялись в метаморфическую толщу (Павловский, Ескин, 1964). Однако детальное изучение позволило обнаружить много мест переходов от интрузивных пород к окружающим их основным кристаллическим сланцам и другим породам. Одно из таких мест изображено на рис. VIII-18.

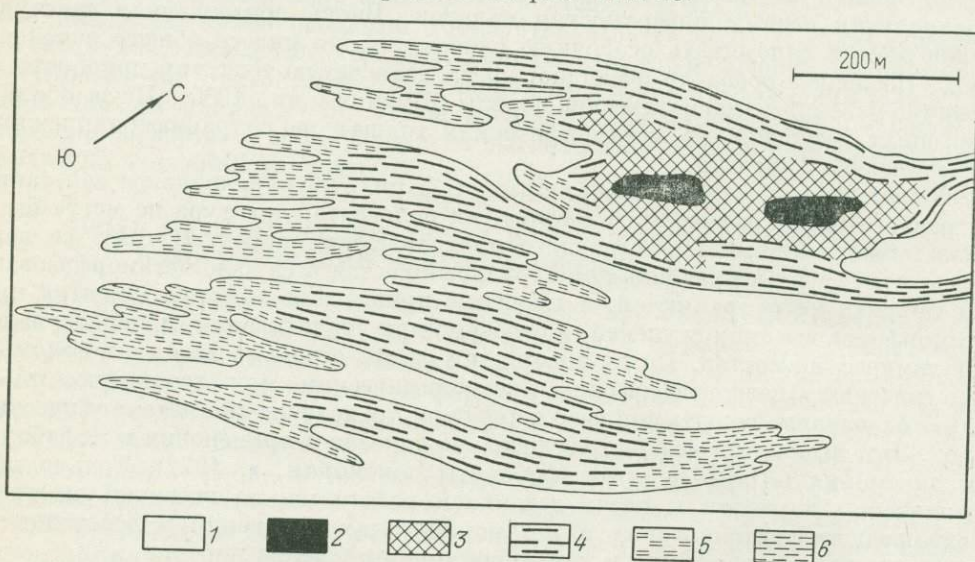


Рис. VIII-18. Схематическая петрографическая карта участка к западу от залива Мухор, Западное Прибайкалье. По Т. М. Гейтнер (Гейтнер, Ескин, Эз, 1974).
 1 — мраморы; 2 — шпинелевые пироксениты; 3 — амфиболитизированные пироксен-плаггиоклазовые сланцы; 4 — пироксен-плаггиоклазовые амфиболиты; 5 — плаггиоклазовые амфиболиты; 6 — раздробленные, биотитизированные и окварцованные амфиболиты

Здесь в центральной части выходов силикатных пород среди поля мраморов обнажаются крупнозернистые шпинелевые пироксениты. По периферии этих наименее измененных ядер пироксен частично замещается роговой обманкой, появляется плаггиоклаз. В краевых частях, где больше проявились тектонические деформации, текстура из массивной становится сланцеватой, пироксена становится еще меньше, увеличивается количество амфибола и плаггиоклаза. В еще более измененных частях пироксен исчезает, порода становится плаггиоклазовым амфиболитом. В некоторых узких, оттянутых и раздавленных концах появляются биотит, кислый плаггиоклаз и кварц. Таким образом, на очень небольшом расстоянии мы видим последовательные переходы от гипербазита к основным сланцам и даже к метаморфическим породам гораздо более кислого состава. Аналогичные переходы наблюдались в большом количестве мест, в том числе и в краях крупных габбро-диоритовых массивов. Хотя в пределах многих изолированных полей выходов основных сланцев не найдены реликтовые тела интрузивных пород, однако эти однотипные кристаллические сланцы так схожи между собой в пределах всей ольхонской серии, что есть все основания считать их породами одинакового первичного происхождения.

Исключение составляют те диопсид-плагиоклазовые сланцы и амфиболиты изменчивого состава, которые тесно связаны с известково-силикатными сланцами и мраморами и имеют с ними постепенные переходы. Они, наоборот, почти несомненно являются породами первично-осадочного происхождения. Первично-осадочными являются, возможно, и некоторые гранатсодержащие гнейсы, изредка с примесью силлиманита и с поздним фибролитом, которые ассоциируют с карбонатными породами. Высокоглиноземистые гнейсы в составе ольхонской серии отсутствуют.

Не менее важными в проблеме первичного происхождения пород серии являются и новые данные о генезисе кварцитов, слагающих многочисленные, но обычно маломощные тела. Во многих местах устанавливаются переходы кварцитов в другие породы, причем характер переходов явно говорит об образовании их в результате окварцевания как разнообразных алюмосиликатных пород, вплоть до пегматитовых жил ранних генераций, так и мраморов.

Наряду с амфиболитами, кристаллическими сланцами основного состава и мраморами в составе ольхонской серии широко представлены породы, по минеральному составу отвечающие лейко- и мезократовым плагиогнейсам, реже гнейсам: биотитовым, амфибол-биотитовым, гранат-биотитовым, часто с реликтами пироксенов, ранних амфиболов и гранатов. Ранее уже высказывалось предположение о том, что это гранитизированные аналоги метаморфических пород основного и ультраосновного состава (Ескин, 1962). Однако принадлежность пород гнейсового состава к мигматитам не всегда очевидна, и при картировании их зачастую принимают за самостоятельные члены разреза. Детальные наблюдения, позволив обнаружить постепенные переходы от мигматитов к кристаллическим сланцам и амфиболитам, а далее — к реликтовым телам базитов и гипербазитов, показывают, что это не парагнейсы, а мигматиты, которые образовались по сланцам основного состава, а в конечном счете — по тем же основным и ультраосновным интрузивным породам. Это подтверждается также набором и содержанием элементов-примесей (никеля, кобальта, марганца, ванадия, титана, скандия), которые весьма близки в мигматитах, меланократовых кристаллических сланцах, амфиболитах и заведомо магматических базитах и гипербазитах.

Если судить по площади выходов, то ольхонская серия больше чем наполовину состоит из бывших магматических пород (преимущественно интрузивных, основных и ультраосновных) и едва ли больше чем на четверть из пород, в осадочном происхождении которых нет оснований сомневаться. В этом отношении ольхонская серия не представляет чего-либо исключительного. Если обратиться к хорошо изученному беломорскому комплексу Балтийского щита, то он тоже насыщен многочисленными телами основных интрузивных пород. В краевых частях эти тела рассланцованы и метаморфизованы, превращены в разнообразные, часто полосчатые амфиболиты (Шуркин и др., 1960). В то же время известно, что амфиболиты в большом количестве встречаются на всей площади выходов беломорского комплекса и составляют значительную часть его разреза. Многими авторами (Судовиков, 1939; Шуркин и др., 1960) описаны переходы от габбро и амфиболитов к породам состава амфиболовых, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, являющихся по существу мигматитами и гранито-гнейсами. Поскольку эти мигматиты, гранито-гнейсы и амфиболиты составляют главную массу пород беломорского комплекса, то для парапород в нем остается не так уж много места.

Можно привести и много других таких же примеров. Тенденция, которая наметилась в последних исследованиях, совершенно очевидна: все чаще и чаще

обнаруживаются следы магматического происхождения многих метаморфических пород докембрия, особенно древнего, из самых разных районов (Смирнов и Булдаков, 1962; «Последовательность метаморфических процессов...», 1971; Покровский, 1971; Танатар-Бараш и Дудник, 1972; Менерт, 1972; van de Kamp, 1969; Kalsbeek, 1970; Griffin, 1970; Price, 1971).

Таким образом, есть основания думать, что в строении мощных докембрийских толщ, особенно раннедокембрийских, первичноосадочные, да и вулканогенные породы играют заметно меньшую роль, чем обычно предполагается. Их формирование в значительной степени шло за счет основных и ультраосновных интрузий, впоследствии сильно переработанных процессами метаморфизма и гранитизации. И если первично магматическое происхождение многих пород не сразу удастся обнаружить, то в основном потому, что тектонические деформации, метаморфизм и гранитизация в чрезвычайно высокой степени изменяют геологическую структуру, взаимоотношения между породами, форму их тел и характер залегания, создают новую структуру и текстуру пород, новый минеральный и новый химический состав. Многие признаки, казалось бы, указывающие на первично-осадочное происхождение породы, на самом деле часто оказываются вторичными, обязанными своим возникновением интенсивным изменениям, до неузнаваемости перерабатывающим исходные породы и созданные ими геологические структуры.

Среди метаморфических пород древних комплексов широко развиты породы, приближающиеся по составу к гранитоидам. Как показывают расчеты (Люстих и Салтыковский, 1960), образование большой массы таких пород не может быть объяснено поверхностной дифференциацией продуктов размыва основных пород. Детальные полевые наблюдения и петрографические исследования показывают, что в большинстве случаев образование гранито-гнейсов (и плагιοгранито-гнейсов) связано не с метаморфизмом гранитоидов или осадочных пород кислого состава, а с гранитизацией более основных пород. Этот вывод подтверждается также работами многих петрологов. В пользу возможности выноса растворами необходимых для этого количеств кремнезема говорит высокая растворимость последнего в водяном паре при давлениях, соответствующих глубоким частям коры (Kennedy et al., 1962). Вынос кремнезема в количествах, больших, чем необходимо для гранитизации, приводит к образованию окварцованных пород.

Таким образом, состав и строение главной массы пород древних метаморфических комплексов определяются в основном не переработкой выделившегося из мантии вещества поверхностными процессами, а его длительной сложной вещественной и структурной перестройкой в ходе тектонических деформаций, метаморфизма и гранитизации.

ГЛУБИНА МЕТАМОРФИЗМА И ПРОБЛЕМА ВЫХОДА ГЛУБИННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ПОВЕРХНОСТЬ

На составленной по инициативе Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР «Карте метаморфических поясов СССР» (Кратц, Глебовицкий, 1972) видно, что больше половины площади выходов архейских, нижне- и среднепротерозойских образований занимают породы, подвергшиеся метаморфизму в условиях гранулитовой фации или высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Среди них очень много пород, испытавших сначала метаморфизм гранулитовой фации, а потом — гранитизацию и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Давления, при которых происходил мета-

морфизм этих пород, подавляющим большинством автором определяются в интервале 0,5—1,0 ГПа, что соответствует литостатическому давлению на глубинах от 15 до 35 км.

В связи с трудностью объяснения выхода на поверхность на большой площади столь глубинных образований возникло предположение о возможности создания в глубине коры давлений флюида, более высоких, чем литостатическое давление на том же уровне. Однако такое давление не может превысить сопротивление вышележащих толщ, которое, из-за малой прочности толщ пород на растяжение, для больших площадей практически равно литостатическому давлению. Следовательно, подобное предположение непригодно по отношению к региональному метаморфизму, происходившему на огромных территориях.

Горизонтальные сжимающие напряжения тектонического происхождения также нередко считаются источником давлений, превышающих литостатическое. Однако такие напряжения не могут вызвать существенного увеличения давления во флюидной фазе, а по указанной выше причине не могут заметно увеличить вертикальную составляющую сжимающих напряжений в твердой фазе.

Термодинамические расчеты многих авторов показывают, что кривые минеральных равновесий при негидростатическом напряженном состоянии смещаются в сторону меньших давлений. Однако этот принцип едва ли применим к геологической обстановке, поскольку в этом случае образующиеся минеральные ассоциации должны были бы зависеть от положения пород в складчатой структуре и от их механических свойств, а этого в регионально метаморфизованных толщах не наблюдается.

Приведенные доводы позволяют считать, что давления, при которых протекают метаморфические реакции, практически целиком определяются весом вышележащих пород. В то же время невозможно объяснить выход на большой площади глубинных образований на поверхность одним только общим подъемом больших участков коры и вызванной им эрозией. Этому противоречит и отсутствие накоплений в соответствующих количествах продуктов размыва «покрышки» метаморфических толщ, и выровненность подошвы коры, и отсутствие какой-либо корреляции между мощностью коры и глубиной метаморфизма выведенных на поверхность пород. Следовательно, должен быть какой-то иной способ выхода глубинных образований на поверхность, для которого не требуются вертикальные движения коры в целом. Им могут быть конвективные движения внутри коры, к выводу о которых нас приводит анализ истории формирования структуры метаморфических комплексов. Дополнительный довод в пользу этого предположения дает анализ некоторых закономерностей регионального метаморфизма.

Работами А. Миясиро (Miyashiro, 1961), подтвержденными данными других петрологов (Маракушев, 1965; Глебовицкий, 1973), выделены серии метаморфических фаций, соответствующие различным геотермическим градиентам. В условиях низких температурных градиентов метаморфические процессы идут без большого изменения валового химического состава пород при прогрессирующем обезвоживании. В условиях высоких температурных градиентов метаморфизм тесно связан с гранитизацией, породы претерпевают существенные изменения, обогащаясь кремнеземом, щелочами и водой.

В полиметаморфических комплексах практически всегда видна регрессивная направленность метаморфизма, выражающаяся в сохранении реликтов высокотемпературных минеральных ассоциаций среди новых, более низко-

температурных. Такая направленность изменений отражает движение пород из более глубоких условий в менее глубокие. Очень широко распространено наложение метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизации на породы гранулитовой фации, что прямо говорит о тесной связи между восходящими движениями и гранитизацией.

В истории конкретных метаморфических комплексов наблюдаются две параллельно действующие тенденции: смена прогрессивного метаморфизма регрессивным и смена низкоградиентного метаморфизма высокоградиентным. Это можно объяснить тем, что образовавшиеся на поверхности породы сначала испытывают нисходящие движения (с чем связано понижение температурного градиента), а потом оказываются вовлеченными в восходящие движения, связанные с высоким тепловым потоком и гранитизацией.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ПРОЦЕССЕ ВНУТРИКОРОВЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Некоторые исследователи (Белоусов, 1960; Talbot, 1969; Рамберг, 1970) пришли к выводу о том, что в тектонических процессах очень существенную роль играет всплывание кверху вещества нижних частей коры, оказавшегося по тем или иным причинам более легким, чем вышележащие породы. При таком всплывании происходит обмен материалом между верхними и нижними частями коры типа гравитационной конвекции. Особенности структуры древних метаморфических комплексов и направленность процессов регионального метаморфизма подтверждают справедливость этого заключения, во всяком случае, для ранних этапов геологической истории. Сопоставление изложенных выше данных позволяет выдвинуть следующую гипотетическую схему процессов, происходивших в континентальной земной коре на ранних стадиях ее развития.

Восходящие и нисходящие движения в коре сопровождаются большими деформациями, которые в расслоенном материале вызывают образование складчатой структуры. В верхней части нисходящего потока происходит сокращение горизонтальных размеров, формируются прямые складки и связанная с ними вертикальная плоскостная текстура. В нижней части нисходящего потока, где материал растекается по горизонтали, испытывая укорочение в вертикальном направлении, вертикальные текстуры сминаются в лежачие складки, образуется субгоризонтальная текстура. Одновременно идет прогрессивный метаморфизм осадочных образований, метаморфизуются и деформируются тела эффузивных и интрузивных магматических пород.

Материал нижних частей коры, вовлекающийся в поднятие, сгущивается на меньшей площади и сминается в прямые складки. Возникшая в нем ранее сланцеватость подчеркивается образованием мигматитовой полосчатости. Породы, находившиеся ранее в условиях гранулитовой фации, поднимаясь кверху, оказываются в условиях амфиболитовой фации. Здесь энергично идут процессы гранитизации, ведущие к переработке больших объемов основных пород и завершающиеся выплавлением гранитоидного материала, который внедряется вверх, в поднявшиеся ранее уже гранитизированные породы. В верхней части восходящего потока, где идет расплывание поднявшегося материала по горизонтали, формируются лежачие складки и покровы. Локально протекает низкотемпературный диафорез.

Поскольку верхние части континентальной коры сложены главным образом гранитизированными породами, которые раньше были преимущественно

гранулитами основного состава, можно полагать, что конвективные движения были обусловлены гранитизацией, уменьшавшей плотность пород и вызывавшей их подъем в верхние части коры, который компенсировался соответствующим опусканием более тяжелых окружающих пород. Так как по мере подъема гранитизированного материала процесс должен был все более ускоряться и заканчиваться расплыванием поднявшегося материала в верхней части коры, можно думать, что наиболее интенсивные преобразования происходили кратковременно и сменялись более длительными периодами относительного покоя. Положение зон гранитизации и подъема в плане, видимо, в значительной мере определялось расположением мест особенно интенсивного выноса гранитизирующих флюидов из мантии. В этом случае основным фактором, определяющим форму конвективных ячеек в плане, было расположение зон выноса глубинных флюидов. Если эти зоны имели линейный характер, то ячейки были вытянутыми. При равномерной гранитизации на широкой площади более вероятно возникновение полигональных ячеек с поднятием в центре и опусканием по краям. Изменение расположения зон выноса глубинных флюидов должно было приводить к смещению ячеек. При их параллельном смещении новые складчатые структуры сохраняли прежнюю ориентировку шарниров (вдоль простирания ячейки). При поперечном положении новых ячеек по отношению к старым создавались условия для образования складок, шарниры которых перпендикулярны к шарнирам более ранних.

В ячейке центрального типа деформация во всех складках должна быть существенно трехмерной, что придает большое своеобразие формирующейся структуре. Подробный анализ такой структуры пока еще не проводился из-за недостатка данных.

Рассмотренная гипотетическая модель формирования структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития позволяет объяснить целый комплекс различных геологических явлений: последовательное наложение деформаций разного плана; связь регионального метаморфизма с тектоническими деформациями; выход на поверхность на огромных площадях глубинных метаморфических образований при отсутствии соответствующего количества накоплений продуктов размыва вышележащих толщ; обилие продуктов гранитизации среди выходящих сейчас на поверхность пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; существование различных фациальных серий регионального метаморфизма; закономерное изменение температурного градиента, характеризующего условия метаморфизма одних и тех же объемов пород, от низкого, возникавшего при нисходящих движениях, к высокому, соответствующему восходящим движениям; малое распространение пород низкотемпературных метаморфических фаций в выходящих на поверхность древних метаморфических комплексах.

Эта модель, безусловно, не исчерпывает всего разнообразия тектонических процессов в земной коре. Наиболее ярко те черты строения и развития, которые соответствуют данной модели, проявлены в архейских и раннепротерозойских образованиях. Но и в строении более молодых метаморфических комплексов, вплоть до альпийских, можно найти некоторое сходство с этой моделью.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ

Особенности структуры метаморфических комплексов вызывают необходимость изучать ее приемами и методами, во многом отличными от принятых при изучении неметаморфизованных толщ. В условиях очень сложного

строения часто оказывается, что структура не всегда является такой, какой она нам представляется, и что кажущаяся простота структуры — лишь следствие чрезвычайно высокой степени дислоцированности пород.

Переходя от работы в осадочных толщах к работе в толщах метаморфических, всегда приходится преодолевать некоторый психологический барьер. Законы структурной геологии в большинстве своем устанавливались при изучении областей развития неметаморфизованных пород. Именно на этих примерах, как правило, создавались основные представления в этой области и выработывались определенные методы подхода к изучению структуры. Не удивительно, что особенности тектоники метаморфических комплексов, о которых мало написано в руководствах по структурной геологии и геологическому картированию, после этого ускользают из поля зрения исследователя.

Изучение мелких структурных форм. В процессе полевой работы геолог прежде всего сталкивается с мелкими структурными формами, видимыми непосредственно в обнажениях. Их значение для правильного понимания крупной структуры уже было рассмотрено ранее, необходимо сделать лишь несколько дополнительных замечаний.

Наблюдая мелкие складки в обнажениях, надо стараться выяснить, какой именно плоскостной текстурой образованы складки: первичной слоистостью, поверхностями кливажа или сланцеватости, метаморфической или мигматитовой полосчатостью.

Многие закономерности структурных взаимоотношений проявляются лишь статистически, и для установления их желательно иметь как можно больше измерений ориентировки всех видов структурных элементов. С другой стороны, часто разнообразие запутанных структурных форм, видимых в обнажениях, так велико, что описать и измерить их все практически невозможно. Поэтому, прежде чем приступать к описанию и измерениям, надо постараться понять и оценить значение увиденного, чтобы выбрать для измерения наиболее типичные формы и в то же время не упустить при этом особенности структуры, характеризующие разные стадии деформации. Последние заслуживают особенно большого внимания, так как от ранних стадий деформаций часто остаются лишь слабые следы, и надо стараться ни в коем случае их не пропустить.

Изучение участков резкого поворота геологических границ. Выяснение причин такого поворота часто имеет принципиальное значение для правильной трактовки структуры. Изучение структурных форм, образованных в таких местах плоскостными текстурами (рис. VIII-19), позволяет решить, происходит ли поворот границы от того, что здесь замок складки (*a*), или вследствие тектонического срезания (*b*), или из-за выклинивания в результате будинажа (*e*), или из-за локального метасоматического изменения пород (*z*).

Встречаются и более сложные случаи, например, когда внутри остро оканчивающегося тела видно множество мелких сжатых разорванных складочек (*d*) и никак нельзя решить, срезаются они контурами тела или нет. Иногда, наоборот, в породе, слагающей острое окончание тела, либо нет упорядоченной текстуры, позволяющей судить о его внутреннем строении (*e*), либо она замаскирована наложенной сланцеватостью (*ж*). К сожалению, в таких случаях вопрос о причинах поворота границы в обратном направлении остается открытым, и надо искать дополнительные факты. Во всех случаях надежным признаком установления складки является поворот не одной, а нескольких границ.

Нередко хорошо прослеживавшаяся полоса выходов каких-либо пород быстро оканчивается, образуя ряд вытянутых острых зубцов (рис. VIII-19, *з*). В таких случаях исчезновение одной породы и смену ее по простиранию другой

часто приписывают первичным фаціальным изменениям. При этом забывают, что обычно смена фаций при осадконакоплении происходит не так уж быстро и ее, как правило (за исключением некоторых типов фаций), нельзя увидеть в одном обнажении. Чаще всего такое зубчатое окончание бывает связано с тем, что оно является замком очень тесно сжатой складки (см. рис. VIII-5), хотя в некоторых случаях можно предполагать, что оно обусловлено неравномерным протеканием метаморфических процессов.

Выявление крупных структурных форм. Несмотря на широкое развитие различных специальных методов структурных исследований, составление геологической карты остается основным методом изучения структуры, в особенности в метаморфических комплексах, где сложность строения сочетается обычно с трудностью контроля структурных построений независимыми от них данными о возрастной последовательности.

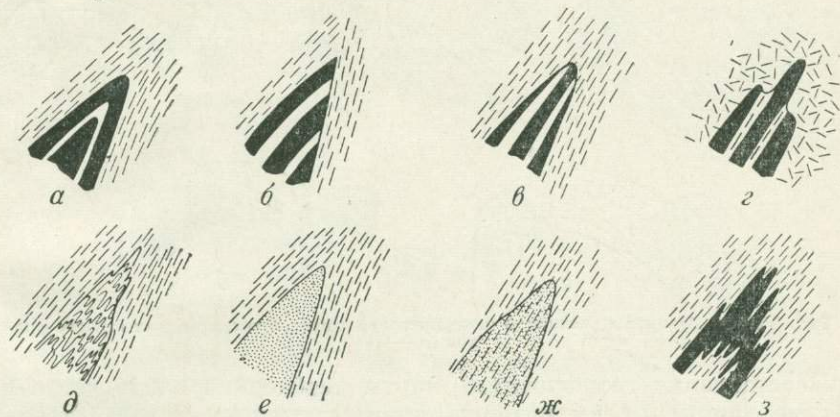


Рис. VIII-19. Структуры, обуславливающие резкие повороты геологических границ (а — з)

Говоря о методике геологической съемки в районах, сложенных метаморфическими комплексами, следует прежде всего отметить полную непригодность метода маршрутных пересечений. Как бы ни были сближены поперечные маршруты, обычно этих данных недостаточно для уверенного сопоставления наблюдений на соседних маршрутах, поскольку последние пересекают большей частью не спокойно лежащие слои, а тесно сжатые складки. Даже метод прослеживания геологических границ оказывается не вполне надежным вследствие крайне сложной конфигурации границ, часто неожиданно под очень острым углом поворачивающих в обратном направлении. Из-за этого с одной границы бывает легко перескочить на другую, так как почти всегда, зачастую не отдавая себе в этом отчета, исследователь старается найти продолжение границы на том же простирании, какое она имеет на уже прослеженном участке. Единственно надежным методом изучения метаморфических толщ является метод площадной съемки, с осмотром и нанесением на карту по возможности максимального количества коренных выходов. Только при таком подходе можно быть уверенным, что не остались незамеченными все существенные для понимания структуры особенности конфигурации геологических границ.

Если сложность структуры требует для ее понимания максимальной детальности наблюдений, а большая величина занимаемой ею площади делает невозможным обеспечение такой детальности (поскольку для этого потребовался бы огромный объем работ, который может быть осуществлен только

в очень важных в практическом отношении районах, то в этом случае необходимо детально изучать хотя бы отдельные места, на примере которых выясняются основные особенности структуры, свойственные изучаемому району (или, как говорят, стиль его тектоники), и история формирования структуры. Для этого выбираются хорошо обнаженные участки с чередованием легко различающихся пород, по возможности находящиеся в замках не очень сильно сжатых складок, где соотношения между разновозрастными складками видны яснее, чем на крыльях. Изучение остальной площади производится уже с меньшей густотой точек наблюдений, а для интерполяции положения геологических границ используются закономерности, выявленные при детальном изучении.

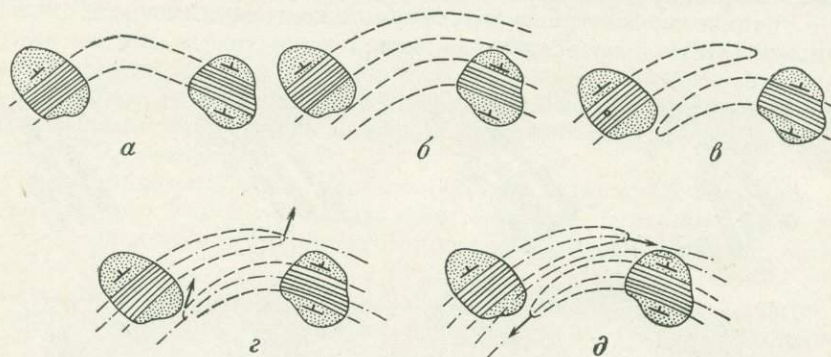


Рис. VIII-20. Примеры различной интерпретации одних и тех же геологических фактов (а — д)

При составлении геологической карты необходимо очень четко отделять фактические данные от их интерпретации, поскольку каждый геолог, естественно, объясняет одни и те же факты несколько по-своему. Чем сложнее структура, тем важнее соблюдать это требование, поскольку со сложностью строения возрастает количество возможных вариантов интерпретации. Рассмотрим это на таком примере.

В двух изолированных выходах наблюдаются пластообразные тела одной породы среди другой, как это изображено на рис. VIII-20. В условиях простой складчатой структуры наиболее вероятен вариант интерпретации *а*. Если это не один, а два разновозрастных пласта (*б*), то допущенная ошибка в понимании стратиграфии и структуры будет не так уж велика. Гораздо хуже, если вариант *а* мы приняли для случая, когда на самом деле контуры тел под наносами такие, как в случае *в*. Такие контуры могут отражать разную структуру: заштрихованные поля могут соответствовать и двум разным пластам в ядрах разноименных изоклиальных складок, шарниры которых направлены в одну сторону (*г*), и одному пласту в ядрах двух одноименных изоклиальных складок со встречными погружениями шарниров (*д*), и иным сочетаниям складок с разрывами. Ясно, что если в условиях сложной структуры принять наиболее простой вариант *а*, может оказаться, что строение этого участка будет изображено совершенно неправильно.

Чтобы свести неизбежную субъективность к минимуму, надо при полевой работе наносить на карту в первую очередь не предполагаемое положение геологических границ, а наблюдаемые в поле коренные выходы и контуры этих выходов, что облегчит как само проведение границ, так и оценку степени достоверности их проведения.

Восстановление стратиграфической последовательности по структурным данным. Обычно принято начинать выявление стратиграфической последовательности с детального описания разрезов по некоторым выбранным пересечениям, а потом сравнивать эти разрезы между собой. В условиях сложной структуры метаморфических толщ этот способ совершенно непригоден. В них крайне редко можно найти сколько-нибудь протяженный разрез, где все слои и пакки находились бы в первоначальном взаимном положении и где отдельные мелкие складки, относясь к типу изображенных на рис. VIII-21, *а*, не нарушали бы этой последовательности. Зато очень обычны разрезы, где встречающиеся мелкие складки имеют осевые поверхности, параллельные кажущимся ненарушенными слоям (рис. VIII-21, *б*). Обычно такими складками пренебрегают, считая, что они вносят лишь незначительные осложнения в структуру, и забывая о том, что их присутствие говорит о существовании аналогичных им более крупных складок той же ориентировки. Пересекая разрез, подобный изображенному на рис. VIII-21, *в*, где чередуются то ненарушенные слои, то слои разлинзованные, то мелкие изоклиналильные складки, часто принимают залегание ненарушенных слоев за общее залегание толщи в данном разрезе. Следуя этому принципу, при пересечении двух таких полого падающих навстречу друг другу разрезов (рис. VIII-21, *г*), обычно считают, что имеют дело с пологой синклиналью, тогда как на самом деле это синформная складка, наложенная на изоклиналильную складчатость, и слои в ней вовсе не лежат в той последовательности, в какой они должны лежать в синклинали.

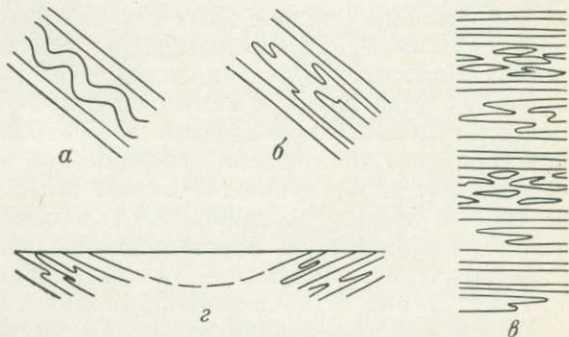


Рис. VIII-21. Примеры влияния мелких складок на последовательность слоев в разрезе (*а — г*)

Приведенный пример показывает, что заниматься выяснением возрастной последовательности пород можно только после установления характера структуры и последовательности ее формирования. Иначе говоря, когда составлена структурно-петрографическая карта для значительной части площади, когда известны контуры распространения выделяемых сочетаний пород, только тогда можно обоснованно решать вопрос о том, какой могла быть стратиграфическая последовательность этих комплексов.

Исходя из пространственных взаимоотношений литологических (петрографических) комплексов и с учетом литологических данных о положении кровли и подошвы отдельных пачек, строятся гипотезы о возможной первоначальной последовательности этих комплексов (или о последовательности их во время, предшествовавшее всем выявленным деформациям). Эти гипотезы всесторонне проверяются, причем приходится решать (уже не по структурным данным), можно ли сходные сочетания пород в разобщенных выходах считать частями одного и того же комплекса.

Во всех случаях задача сводится к тому, чтобы найти такую последовательность выделяемых сочетаний пород, которая, испытав все выявленные в данном районе тектонические деформации, приобрела бы ту структуру, которая сейчас наблюдается.

В связи с этим огромное значение приобретает определение первичной природы пород, характера границ между ними и последовательности метаморфических процессов. Необходимо выявить бывшие интрузивные образования, которые должны быть исключены из восстанавливаемой стратиграфической последовательности супракрустальных накоплений. Должна быть восстановлена история всех преобразований пород в ходе метаморфизма, гранитизации, метасоматоза и т. д. Эти процессы могли по-разному протекать в разных частях района, приводя к образованию метаморфических пород весьма различного состава и строения из одних и тех же исходных пород.

Использование микроструктурного и геометрического анализа. Большую роль в познании тектоники метаморфических толщ может играть микроструктурный анализ и так называемый геометрический анализ структуры, при которых направления тех или иных структурных элементов наносятся на стереографическую сетку. Эти методы подробно изложены в соответствующих руководствах (Елисеев, 1967; Лукин и др., 1965; Turner, Weiss, 1963), но при использовании их надо иметь в виду следующее. Микроструктурный анализ, имея объектом явления, происходящие в небольших объемах породы, может быть очень ценен для установления соотношений во времени между тектоническими деформациями и образованием тех или иных минералов, для выяснения характера тектонических воздействий, которым подвергались изучаемые объемы пород. Последняя цель преследуется развившейся недавно новой отраслью микроструктурного анализа — так называемым динамическим анализом (Turner, 1953; Carter, Friedman, 1965; Казаков, 1967).

Геометрический анализ элементов макроструктуры может быть полезен для выявления деформаций разного плана и возраста, когда они плохо видны на геологической карте — например, вследствие плохой расчлененности разреза и соответственно малого количества надежных геологических границ.

Оба эти метода включают обработку массовых материалов наблюдений на стереографической сетке, т. е. выделение на диаграммах областей максимумов и затем их интерпретацию. В последнее время, однако, появились работы, в которых польза обычно применяемой статистической обработки подвергается сомнению (Flinn, 1958; Stauffer, 1966). Установлено, в частности, что если имеется 100—200 измерений положений некоторого структурного элемента в пределах объема, предполагаемого однородным (а это обычно максимально достигаемые цифры), и если предпочтительная ориентировка не очень ярко выражена (кривая распределения довольно сглаженная), то получающиеся на сетке, казалось бы, четкие максимумы на самом деле часто являются совершенно случайными и не имеют никакого отношения к действительно существующей предпочтительной ориентировке. Поэтому в большинстве случаев для выявления предпочтительных ориентировок структурных элементов и выделения разных этапов деформации надежнее пользоваться обычными способами: изучением структурных взаимоотношений в обнажениях и путем составления геологической карты. Методы обработки на стереографической сетке дополняют, но не заменяют такое изучение.

Реальные возможности выявления структуры метаморфических комплексов. Из-за сложности структуры, измененности пород процессами метаморфизма, недостаточной обнаженности, слабо разработанной методики исследования и других неблагоприятных условий далеко не все вопросы, возникающие при изучении геологии метаморфических комплексов в том или другом районе, могут быть решены. Однако перспектива получить результаты, не позволяющие раскрыть до конца историю формирования структуры, развернуть структурные

формы «обратно» и узнать, какими были первоначальная форма залегания и последовательность образования выделяемых сейчас комплексов пород, выделить стратиграфические подразделения и определить их мощность, еще не означает бесполезность изучения геологии таких районов. Тщательный анализ имеющихся данных дает возможность при любом масштабе исследований определить основные особенности структуры, понять ее стиль.

Естественно, наибольшие возможности представляют детальные работы, но и при мелкомасштабном геологическом картировании, неизбежно дающем лишь довольно грубую, приближенную картину структуры сложно построенного района, знание основных общих особенностей тектоники метаморфических комплексов помогает понять, каково действительное значение выявленных элементов структуры, в каких взаимоотношениях друг с другом они находятся. Многие теоретические и практические задачи можно решать, даже если не удалось восстановить до конца историю формирования структуры и выяснить стратиграфию изучаемых толщ.

Ряд задач, касающихся размещения месторождений полезных ископаемых, требует для своего решения выявления структуры, сформировавшейся на последнем этапе, наиболее просто определяемой. Например, слюдоносные пегматитовые жилы представляют практический интерес только тогда, когда они связаны с заключительными стадиями тектонического процесса, поскольку в более ранних, деформированных жилах слюда непригодна для промышленного использования.

Месторождения многих полезных ископаемых приурочены к определенным типам пород и совершенно отсутствуют в других породах. Для поисков и разведки таких месторождений очень важно знать форму тела благоприятных пород в плане и характер его поведения на глубине, но в конечном счете безразлично, как следует правильно называть образуемую им складку — антиклиналью или синклиналью.

Обратимся к карте на рис. VIII-4. При ее составлении не удалось установить истинную возрастную последовательность выделяемых сочетаний пород, но вполне отчетливо выявилась их последовательность в том виде, в каком она была в данном районе до предпоследнего этапа деформации, приведшего к образованию лежащих изоклинальных складок (в этой последовательности и даны условные обозначения к карте). Карта позволяет составить достаточно полное представление о современном характере структуры, о том, как она продолжается в глубину (т. е. позволяет строить достаточно обоснованные вертикальные профили), каков был характер и история деформаций, приведших к формированию такой структуры, — словом, помогает решать целый ряд практических и теоретических вопросов, хотя, разумеется, не все, которые могут возникнуть.

Многочисленные примеры геологических съемок в самых разнообразных областях развития метаморфических толщ, часть которых была здесь приведена, показывают, что, несмотря на все трудности, применение правильной методики всегда дает возможность получить интересные, часто неожиданные результаты, а также помогает «распутать весьма запутанные узлы», выявляя сложную и почти всегда своеобразную структуру.

ГЛАВА IX
МЕХАНИЗМ СЛОЖНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В предыдущих главах описаны различные проявления сложных деформаций в земной коре. В этой заключительной главе ставится вопрос, есть ли что-либо общее между описанными случаями, можно ли говорить о каком-либо едином механизме таких деформаций.

Во введении к этой книге говорилось, что к разряду сложных деформаций мы относим сильно сжатую изоклинальную складчатость, сопровождаемую расплющиванием слоев, кливажем, будинажем и другими видами внутрислойных деформаций, крупные тектонические покровы, а также складчатые и разрывные дислокации, характеризующиеся дисгармонией и взаимным наложением нарушений разных типов и направлений. Именно эти особенности деформаций горных пород мы и стремимся здесь объяснить. Поскольку сложные деформации распространены в толщах горных пород широко, условия, которые к ним приводят, не могут иметь исключительного характера.

Рассмотрение этого вопроса приводит к выводу, что в создании таких деформаций действуют в основном два фактора: 1) механическая неоднородность горных пород и минералов и 2) объемная сила тяжести. Первый из этих факторов проявляет себя в том, что различные породы и минералы, обладая разными деформационными свойствами, по-разному реагируют на действующие на них напряжения, что ведет к дисгармонии структуры, а также и к другим ее осложнениям. Объемные силы, действуя на неоднородную среду, могут вызвать самые различные деформации в разных местах толщи, в том числе и такие, которые не могут быть вызваны приложением внешних сил. Рассмотрим действие этих двух факторов более подробно.

Неоднородность толщ горных пород проявляется на разных уровнях. Основными уровнями являются слоистость и зернистость пород. Проследим влияние слоистости на развитие деформаций, протекающих в обстановке продольного, т. е. направленного параллельно слоям, сжатия. При приложении к слоистой толще продольных сил сжатия первой реакцией слоев, как уже указывалось в гл. I, всегда является равномерная и однородная деформация продольного (горизонтального) сжатия и поперечного (вертикального) удлинения. Слои укорачиваются и мощность их возрастает.

После этой первой стадии или еще в то время, когда она развивается, наступает стадия изгиба слоев. Изгиб является результатом неустойчивости пластической деформации. Неустойчивость проявляется, когда затрата энергии на изгиб слоев и на происходящее при изгибе скольжение по разделам между слоями оказывается меньшей, чем энергия, требуемая для равномерно рассеянной по всей толще однородной деформации. Легко видеть, что критическим является самый первый момент потери устойчивости, самое начало изгиба. Если изгиб начался, то дальнейшее его развитие требует уже меньших усилий.

Однако потеря устойчивости для слоев с разными деформационными свойствами и разной толщины наступит после разного размера однородной деформации горизонтального сжатия. Чем меньше вязкость слоя и чем больше его толщина, тем больше будет однородная деформация до потери устойчивости.

При очень мощных слоях и низкой вязкости неустойчивость вообще может не возникнуть, тогда как тонкие слои, обладающие большой вязкостью, могут начать изгибаться практически сразу же после того, как были приложены продольные силы сжатия. На размер однородной деформации, предваряющей изгиб, оказывает влияние также и вязкость той среды, в которую включен данный слой, т. е. поведение его диктуется не только его собственными свойствами, но и свойствами других слоев, среди которых он залегает. В этих явлениях заложена одна из причин дисгармонии складчатой структуры.

Однако нет возможности рассмотреть эти явления в общем виде, так как сложности здесь слишком велики. Возникновение дисгармонии может быть рассмотрено только для некоторых упрощенных условий и притом только качественно. Такая упрощенная модель слоистой толщи предполагает, что слои, обладающие разной вязкостью и имеющие первоначально одну и ту же толщину, деформируются независимо друг от друга, будучи погружены в сплошную неслоистую среду, обладающую меньшей, чем слои (или в каком-то случае равной), вязкостью. В этом случае основную роль играет не столько собственная вязкость того или иного слоя, сколько различие вязкостей его и вмещающей среды. Если вязкость слоя приближается к вязкости среды, слой теряет свою индивидуальность, как бы становится неотъемлемой частью неслоистой среды, и изгиб в нем вообще не возникает. Такая модель изображена на рис. IX-1. На нем показано дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость при одинаковом продольном сокращении. Выделено пять слоев, вязкость которых уменьшается от первого к пятому. Слои заключены в среду, вязкость которой равна вязкости пятого слоя. В этих условиях пятый слой вообще не изгибается и вся его деформация является однородной. При переходе же к четвертому и следующим слоям вплоть до первого появляется изгиб, и соотношение изгиба с однородной деформацией меняется в сторону все большей относительной роли первого. При изменении толщины слоя и соотношения вязкостей слоя и вмещающей среды меняется и размер складок. Для каждой комбинации толщины и вязкости слоя и его взаимоотношения с окружающей средой устанавливается некоторый наиболее «выгодный» размер складок, о чем говорилось в гл. I. В связи с этим из многих разнообразных по размеру первоначальных возмущений формы слоя отбираются те, которые наиболее соответствуют этим выгодным размерам изгибов. Они развиваются, тогда как другие быстро перестают развиваться.

Для дальнейшего следует подчеркнуть, что хотя с началом изгибов план деформаций внутри отдельных слоев усложняется, деформация всей толщи слоев в целом сохраняет свой прежний план: она продолжает испытывать сжатие в прежнем (горизонтальном) направлении и увеличение своих размеров также в прежнем (вертикальном) направлении. Таким образом, деформация, выраженная изгибанием слоев в складки, для всей толщи в целом является продолжением той деформации, которая первоначально была выражена однородным горизонтальным сокращением слоев и увеличением их мощности в вертикальном направлении. Результат этих двух деформаций один и тот же, хотя достигается он разными средствами.

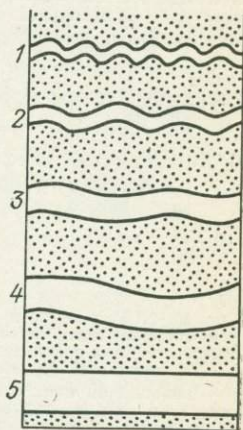


Рис. IX-1. Дисгармоничное изгибание слоев 1—5, имеющих различную вязкость, при одинаковом продольном сокращении

Пока при формировании складок уклон слоев на крыльях последних менее 45° , составляющая сжатия, направленная вдоль слоя, больше составляющей сжатия, направленной перпендикулярно к слою. В этой обстановке изгиб может сопровождаться некоторым продольным сокращением слоя и увеличением его мощности, т. е. в слое может продолжаться однородная деформация. Однако относительная доля последней уменьшается по мере приближения наклона слоев на крыльях складок к 45° . Когда же наклон превысит 45° , обстановка в корне изменяется. Теперь составляющая сжатия, направленная нормально к слою, начинает превышать послойную составляющую и тем больше, чем круче становится залегание слоев. В этих условиях слои начинают все в большей степени подвергаться поперечному сжатию, которое сопровождается соответственно, их продольным удлинением. План деформации по отношению к слою меняется на противоположный.

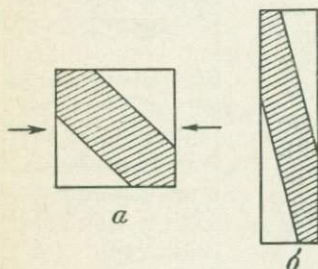


Рис. IX-2. Удлинение и изменение угла падения наклонного слоя при горизонтальном сокращении и вертикальном удлинении:

a — первоначальное положение слоя; *b* — после горизонтального сокращения и вертикального удлинении вдвое

Легко видеть, что этот план деформации, будучи новым для каждого слоя, остается прежним для всей толщи пород в целом и ведет к тому же результату, что и предшествующие деформации однородного продольного сжатия и изгиба. Усиление изгиба ведет к увеличению высоты складок по отношению к их ширине и ко все более крутому залеганию слоев на крыльях. Форма складок все более приближается к изоклиальной. Совершенно к тому же результату ведет и поперечное раздавливание слоев, сопровождаемое их продольным удлинением. Из рис. IX-2 видно, что слой, падавший ранее под углом 45° (рис. IX-2, *a*), подвергнутый однородному горизонтальному сжатию вместе с окружающей средой, после сжатия его вдвое и такого же удлинения в вертикальном направлении падает уже под углом 75° , а мощность слоя уменьшается в 1,4 раза (рис. IX-2, *b*). После сжатия втрое угол падения возрастает до 87° , т. е. практически слои становятся на голову и складки приобретают изоклиальный характер.

В явлении поперечного сжатия слоев содержится и механизм, усиливающий дисгармонию складчатости. Поскольку слои обладают разной вязкостью, они испытывают поперечное сжатие (расплющивание) разного размера. Некоторые слои в этой деформации отстают, другие — опережают. Отсюда — дифференциальное послойное течение материала слоев, который в разной мере выжимается с крыльев складок и нагнетается в замки. В замках при этом не только происходит разное для разных слоев увеличение мощности, но могут образоваться дисгармоничные складки «набегания». Поскольку поперечное давление на слой бывает неравномерным, такие дисгармоничные складки «набегания» могут возникать и на крыльях, где они чередуются с участками сильного расплющивания слоя.

Различная степень удлинения слоев на крыльях ведет к развитию разлнзования и будинажа в относительно более вязких слоях, заключенных между менее вязкими.

Очень сильное поперечное расплющивание слоев является причиной как выжимания на значительной площади целых свит, так и образования ложных моноклиналей, в которых теряются замки складок, превращенные в трудно отыскиваемые «крючки», как это описано в главе III.

Таким образом, в процессе одной деформации, подчиняющейся единому плану расположения своих главных осей, в силу слоистой неоднородности толщ и изменения залегания слоев, возникает целая серия деформационных осложнений. Но все они направлены к одному и тому же общему результату: горизонтальному сжатию и вертикальному удлинению всей толщи в целом.

К этому мы должны прибавить те осложнения, которые в аналогичной динамической обстановке вызываются неоднородностями, проявляющимися на уровне зерен. Поскольку разные зерна породы, обладающие разными деформационными свойствами, деформируются по-разному, возникают условия для микробудинажа и для «обтекания» одними зернами других. Более пластичные зерна, расплющиваясь, обтекают более твердые зерна. Особую роль при этом играют наиболее подвижные включения, обладающие минимальной вязкостью. Такими включениями являются флюиды, главным образом вода. Выше (см. гл. IV) было показано, что механизм образования кливажа течения связан с поведением во время деформации именно воды, находящейся между зернами. Геометрия кливажа течения осложняется также влиянием изгиба слоев. Что же касается кливажа раскола, то он представляет собой результат растяжения относительно более вязких слоев, находящихся между менее вязкими, при их поперечном расплющивании на крыльях складок. Таким образом, эта разновидность кливажа может рассматриваться как начальная стадия будинажа.

Следовательно, и те осложнения, которые выражаются в кливаже, сводятся к влиянию неоднородностей строения горных пород на деформации, вызываемые все тем же полем горизонтального сжатия и вертикального удлинения. Мы не говорим здесь отдельно о птититовых складках или о кливаже скольжения, поскольку ясно, что и эти осложнения подчиняются все тому же плану деформирования и вызываются частными особенностями строения сминаемой толщи.

Неоднородность механических свойств горных пород, вовлеченных в деформации, является важным фактором образования меланжей (см. гл. VI).

Вторым условием, ведущим к сложному рисунку деформации, являются объемные силы. Среди них главную роль играет сила тяжести, только о которой мы и будем здесь говорить. В некоторых случаях деформации могут вызываться и осложняться под влиянием других объемных сил, возникающих, например, при изменении объема пород. Примерами могут служить преобразование ангидрита в гипс с увеличением объема, серпентинизация ультраосновных пород, кристаллизация расплава с уменьшением объема и др. Эти явления либо играют в жизни земной коры подчиненную роль, либо, когда они занимают в ней важное место, в конце концов приводят к действию силы тяжести, поскольку изменение объема сопровождается изменением плотности, что нарушает гравитационное равновесие в коре.

Сила тяжести проявляется не только в том, что массы горных пород, способные течь или скользить по склонам под влиянием силы тяжести, текут и соскальзывают (так образуются тектонические покровы гельветского типа и различные меланжи, представляющие собой большие оплывины или соскользнувшие с поднятия в прогиб лоскуты слоев). Сила тяжести проявляется во всех случаях, когда нарушено равновесие и возможно перемещение, приводящее к опусканию центра тяжести системы.

В связи с этим в развитии земной коры исключительно важное значение имеет явление «инверсии плотностей», когда менее плотный материал оказывается лежащим под более плотным. Такая инверсия может возникнуть по

разным причинам. Она может иметь седиментационное происхождение. Например, в процессе осадкообразования отлагается толща каменной соли, имеющей низкую плотность, а выше соли накапливаются глины и пески, плотность которых выше. Разность плотностей в этом случае до некоторой глубины увеличивается, так как с повышением всестороннего давления плотность таких пород, как глина и песчаник, быстро возрастает, тогда как плотность соли меняется мало. Также в процессе осадкообразования относительно менее плотные глины, насыщенные водой, оказываются лежащими под более плотными песчаниками или известняками.

Инверсия может образоваться и под влиянием нагревания породы. Та же соль, погрузившись на глубину нескольких километров, нагревается на сто — двести градусов, и такое нагревание ведет к значительному понижению ее плотности. Важным процессом, вызывающим инверсию плотностей, является метаморфизм на относительно ранних стадиях его развития. Метаморфизм вызывается нагреванием пород. При нагревании из кристаллических решеток минералов и с поверхности кристаллов выделяется кристаллизационная и адсорбированная вода. В результате, пока эта вода находится еще в породе, заполняя ее поры, т. е. до того, как она уйдет за пределы данного массива пород, средняя плотность последнего понижается и становится ниже плотности покрывающих пород, не подвергшихся метаморфизму. Тем более инверсия плотности может возникнуть при полном или частичном расплавлении породы или при проникновении в кору магматического расплава. Наконец, инверсия плотности может иметь и тектоническое происхождение: например, при образовании тектонического покрова относительно более плотные породы могут оказаться лежащими поверх менее плотных.

Во всех таких случаях в земной коре на границе между лежащей ниже менее плотной толщей и залегающей выше более плотной свитой пород возникает механическая неустойчивость. Достаточно, чтобы на этой границе возникло минимальное отклонение от горизонтального положения, чтобы здесь стали действовать напряжения, стремящиеся это отклонение увеличивать. Насколько это окажется возможным, зависит от размера напряжений и от деформационных свойств участвующих толщ: будет ли в них проявляться ползучесть при данных напряжениях или нет. Мы знаем, что во многих случаях она проявляется. Именно в таких условиях образуются соляные и глиняные диапиры, глубинные диапиры, сложенные метаморфическими породами: гранитные, гранито-гнейсовые и мигматитовые купола, серпентинитовые «протрузии», наконец, интрузии и эффузии магматических пород. Во всех этих случаях процесс сводится к всплыванию менее плотного материала внутри опускающегося более плотного с образованием тех или иных структурных форм. Или, что то же самое, можно говорить об опускании тел, сложенных более плотным материалом, сквозь менее плотную среду. Этот процесс вызывает деформации как во всплывающем менее плотном материале, так и в опускающемся более плотном.

Объемная сила тяжести может осложнять «рисунок» деформации. Это вызывается тем, что она воздействует на весь деформируемый массив, на все его участки и на слагающие его частицы. Поскольку в разных частях массива породы обладают разными деформационными свойствами и в них проявляется структурная неоднородность, деформации в них могут иметь различные интенсивность и «рисунок». Так, например, при стекании тектонического покрова гельветского типа в нем образуются «струи», движущиеся с разной скоростью. В результате возникает «рисунок деформации», состоящий из ряда лежащих

друг на друге складок с горизонтальными или ныряющими осевыми поверхностями, как это видно на рис. V-6. Свойством течения, развивающегося под влиянием силы тяжести, является то, что лобовая часть потока может двигаться скорее его тыльной части. В результате поток растягивается по направлению своего течения и расплющивается в поперечном направлении. Если течение тектонического покрова происходит по поверхности, близкой к горизонтальной, то растяжение происходит в горизонтальном направлении, а сокращение всех размеров — в вертикальном, т. е. поток сам себя расплющивает. Такое расплющивание может привести к полному выпадению некоторых свит или даже к отрыву лобовой части покрова от его тыльной части. После этого оторвавшаяся часть продолжает свое движение в форме обособленного лоскута. Такие отрывы особенно обычны там, где покров подстилается «скользящей» пачкой пород малой вязкости, работающих в качестве смазки.

Осложнения в покровную тектонику вносит наличие в строении покрова внутренних маловязких горизонтов, по которым единый покров может расщепиться на ряд чешуй, перемещающихся на разное расстояние. При этом легко может получиться так, что участки, находившиеся ранее позади, опережают в своем соскальзывании те участки, которые находились первоначально впереди. Естественно, что при таком напоре задних частей покрова на передние и скольжении лоскутов друг по другу могут возникать весьма сложные деформации. Еще большие осложнения вносит раздавливание одних покровов под другими или погружение отколовшихся от верхних покровов тяжелых глыб в нижние или в автохтон, в то время как более легкий пластичный материал подстилающих слоев «впрыскивается» по трещинам и разрывам в вышележащие. Этот процесс играет значительную роль при образовании меланжей.

Существенно подчеркнуть, что сходные осложнения развиваются, когда сила тяжести вызывает как оползание и погружение тяжелого материала, так и всплывание легкого материала сквозь тяжелый с образованием различных диапиров как в осадочных толщах, так и в глубинных. С механической точки зрения нет различия между опусканием масс под влиянием силы тяжести вниз или всплыванием менее плотного материала сквозь более плотный. Поэтому во всплывающем диапире образуются струи, которые, как и в покровах гелльветского типа, ведут к возникновению рисунка изоклиналильных складок. Но в этом случае их осевые поверхности не горизонтальные, а вертикальные. В диапире верхняя часть движется быстрее, чем более глубокая часть. Поэтому тело диапира растягивается в вертикальном направлении и сплющивается в горизонтальном. Верхняя часть его может полностью отчлениваться от основания, подобно тому, как отчленяется передняя часть гравитационного покрова от тыльной. Однако это условие при всплывании легкого материала среди тяжелого осуществляется лишь в тех случаях, если обстановка для всплывания является приблизительно одинаковой как сверху, так и в основании диапира, что часто не выдерживается. Как соль, так и материал, образующий глубинный диапир, поднимаясь, попадают в слои, температура которых ниже, чем она была на исходном уровне, и поэтому вязкость всплывающего материала по мере его движения повышается. Кровля диапира проникает в слои, плотность которых становится меньше. Это ведет к ослаблению подъемной силы. Точно так же постепенная потеря воды и других летучих из пород, слагающих глубинный диапир, приводит к повышению плотности пород, в связи с чем и здесь подъемная сила резко падает и в конце концов исчезает. В связи с этими явлениями на некоторой стадии подъема диапира могут создаться условия, когда верхняя часть диапира теряет собственную подъемную силу, тогда как

снизу еще продолжается давление вверх. В этой обстановке может происходить растекание верхней части диапира в стороны, по ослабленным межслоевым поверхностям. Так образуются грибообразные или козырьковые формы как соляных, так и глубинных диапиров, сопровождаемые сложными деформациями внутри диапира. Эта обстановка полностью аналогична той, которая создается в сползающем по склону гравитационном покрове, если последний «подпрудживается» каким-либо препятствием и около него мнется в складки. Пример поворота в горизонтальном направлении верхней части глубинных диапиров мы видим в форме тектонических покровов пеннинского типа. В Альпах в верхней своей части они двигались горизонтально преимущественно к северу, что, очевидно, было вызвано какими-то местными неоднородностями в строении вмещающих толщ. Двигаясь один на другой, пеннинские покровы в Альпах раздавили друг друга.

В. В. Эз связал все основные особенности сложных деформаций в метаморфических толщах с механизмом адвекции, т. е. с тем же глубинным диапиризмом (см. гл. VIII). Он показал, что тот же механизм объясняет и взаимное наложение деформаций разных планов, характерное для этих толщ. Следовательно, все основные особенности сложнейших деформаций в метаморфических породах вызываются действием объемных сил гравитации. Но оба эти фактора — неоднородность пород и минералов и объемная сила тяжести — действуют всегда совместно. Объемная сила тяжести, вызывая перемещения в массиве пород, создает напряжения в этом массиве, которые в обстановке неоднородностей состава и строения массива, в свою очередь, ведут к дополнительным деформациям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- А ж г и р е й Г. Д. Впечатления о шарьяжах в Западных Карпатах (автореферат доклада). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1961, вып. 6, с. 93—94.
- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. М., изд. МГУ, 1966. 364 с.
- А ж г и р е й Г. Д., И в а н к и н П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1952, вып. 3, с. 27—47.
- А л е к с а н д р о в А. А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье). — «Геотектоника», 1973, № 4, с. 84—94.
- А л е к с е е н к о А. В., Б и л и ч е в а Г. И., П о р т н я г и н Э. А. Новые данные о возрасте вулканогенных пород Мадыгенского участка (Южно-Ферганский глубинный разлом). — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1966, № 10, с. 220—221.
- А л е к с е е н к о А. В. Магматизм зоны Южно-Ферганского глубинного разлома. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1969, № 12, с. 82—90.
- А р т ю ш к о в Е. В. О возможности возникновения и общие закономерности развития конвективной неустойчивости в осадочных породах. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 1, с. 162—165.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1930, вып. 1—2, с. 3—32.
- Б е й л и Э. Г., Б л е й к М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—31 и № 4, с. 24—35.
- Б е л е в ц е в Я. Н., Т о х т у е в Г. В. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., 1960, с. 235—246.
- Б е л е в ц е в Я. Н., Т о х т у е в Г. В. Типы кливажа и его классификация. — «Сов. геология», 1966, № 2, с. 127—133.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1955, т. 30, вып. 4, с. 49—65.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Статья 1. Тектонические покровы. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, вып. 6, с. 24—53.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Статья 2. Гравитационные структуры. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1964, вып. 1, с. 22—48.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. Тектонические покровы Динарид. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 2, с. 67—82.
- Б е л о с т о ц к и й И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девол в Динаридах. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 25—48.
- Б е л о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. — «Труды Ин-та геофизики АН СССР», № 17 (144), 1952, 147 с.
- Б е л о у с о в В. В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах в 1955 г. — «Сов. геология», сб. 54, 1956, с. 37—62.
- Б е л о у с о в В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. — «Вестн. МГУ», сер. 4, «Геология», 1960, № 5, с. 3—12.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
- Б е л о у с о в В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1969, вып. 4, с. 5—23.
- Б е л о у с о в В. В. Структурная геология. Изд. 2-е. М., изд. МГУ. 1971. 278 с.
- Б е л о у с о в В. В., Г з о в с к и й М. В., Г о р я ч е в А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Статьи 1 и 2. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1951, № 1, с. 46—68, № 2, с. 50—69.
- Б е л о у с о в В. В., К у з н е ц о в а К. И. К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр.», 1949, № 6, с. 513—517.
- Б е л и к о в Л. В. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 20—37.
- Б е л я н к и н а М. Н., Д о л г и н о в Е. А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского края. — «Геотектоника», 1965, № 2, с. 17—31.

- Беммелен Р. В. ван. Горообразование. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 120 с.
- Беммелен Р. В. ван. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 394 с.
- Беэр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). — «Геотектоника», 1965, № 4, с. 84—91.
- Биличева Г. И. О Туркестанском глубинном разломе. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1971, № 13, с. 112—118.
- Биличева Г. И. К строению Тегермачского «покрова» в Алайском хребте. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1973, № 14, с. 106—109.
- Биличева Г. И., Резвой Д. П. К вопросу о положении и береговой линии палеогенового моря в Юго-Западной Фергане. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1954, № 1, с. 108—115.
- Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1946, № 6, с. 91—104.
- Богданов А. А. О шарьяжах в пределах Карпат (автореферат доклада). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1961, вып. 6, с. 94—95.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 3—17.
- Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. — Труды Геол. ком., 1902, т. 19, № 1. 200 с.
- Болгарь Б. Д., Резвой П. Д. Материалы к морфологии надвиговых структур в Алайском хребте. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1971, № 13, с. 179—182.
- Бончев Е., Карагюлева Ю. Среднегорский антиклинорий и Старопланинский гранитен навлак. — «Тр. геол. ин. Бълг., сер. стратигр. и тектон.», кн. 2, 1961, с. 127—142.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. — «Узб. геол. журн.», 1962, № 2, с. 5—7.
- Борукаев Ч. Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ). — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1964, № 1, с. 32—38.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., изд. МГУ, 1960. 233 с.
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973. 103 с.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). — «Геотектоника», 1971, № 1, с. 103—117.
- Бухер В. Эксперименты и мысли о сущности орогенеза. — В кн.: Вопросы современной геотектоники. М., 1960, с. 433—451.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. — «Зап. Вес. минерал. об-ва», 1940, вып. 2—3, с. 51—62.
- Вассоевич Н. Б., Хайн В. Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1940, № 1, с. 76—80.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист Исфара (северная половина). — «Труды ВГРО», вып. 194, 1934, 279 с.
- Виноградова Г. В. О происхождении гранитных куполов в южной части Печенгской структуры. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 112—117.
- Волин А. В. Роль пластических пород в структуре Челекенского полуострова на Каспии. — «Изв. АН ТуркмССР», 1957, № 2, с. 39—49.
- Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. — «Сов. геология», 1958, № 7, с. 62—84.
- Воскресенский И. А., Хайн В. Е., Шурьгин А. М. Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1963, № 4, с. 15—33.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев, «Наукова думка», 1974. 159 с.
- Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. — «Сов. геология», 1965, № 10, с. 67—79.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967, 351 с.
- Гептнер Т. М., Ескин А. С., Эз В. В. О роли магматизма в формировании докембрийских метаморфических толщ. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 43—47.
- Гептнер Т. М., Морозов Ю. А., Эз В. В. Наложённые складки в ольхонской серии докембрия Западного Прибайкалья. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 2, с. 415—418.
- Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львов. ун-та, 1960. 242 с.

- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1959—1963. 544 с.
- Гиргобани Т. В. Складчатость и кливаж каледонского структурного этажа Северо-Западного Каратау. Автореферат канд. дисс. Алма-Ата, 1974. 23 с.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973. 127 с.
- Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент, «Фан», 1973. 191 с. Авт.: Ф. Х. Зуннунов, М. Б. Зальберштейн, И. И. Перельман, В. А. Пак, З. Д. Пшеничная, А. И. Харитонов, К. А. Грудкин, Г. П. Ефимов.
- Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. Под ред. П. М. Хренова. М., «Наука», 1971. 126 с.
- Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня (Проблемы тектоники и магматизма глуб. разломов, т. I). Под ред. Д. П. Резвого. Изд. Львов. ун-та, 1973. 163 с.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. 439 с.
- Голубятников О. Д. Явление древних подводных оползней и внутриформационные нарушения. — «Материалы ВСЕГЕИ, общ. сер.», 1946, сб. 7, с. 156—173.
- Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклиория). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, т. 38, вып. 4, с. 22—41.
- Гончаров М. А. Некоторые вопросы связи кливажа со складкообразованием (на примере Зилаирского синклиория Южного Урала). Автореферат канд. дисс. МГУ, 1964. 23 с.
- Гончаров М. А. Характер кливажа — критерий поисков и разведки месторождений кровельных сланцев на восточном крыле Зилаирского синклиория (Южный Урал). — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1964₂, № 2, с. 39—42.
- Гончаров М. А. К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами асимметрии). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, вып. 1, с. 83—99.
- Гончаров М. А. Некоторые закономерности распределения напряжений при движении вязких жидкостей, вызываемом инверсией плотностей (математическая модель и возможные геологические аналогии). — В кн.: IV Научн. отчетн. конференция Геол. фак. Моск. ун-та, 1969. Тезисы докл. М., 1969, с. 146—148.
- Гончаров М. А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., 1970₁, с. 73—101.
- Гончаров М. А. Поля напряжений, возникающие в процессе адвекции в обстановке инверсии плотностей горных пород (простейшая математическая модель). — В кн.: V Научн. отчетн. конференция Геол. фак. Моск. ун-та, 1970. Тезисы докл. М., 1970₂, с. 76—77.
- Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 5, с. 1177—1180.
- Горлов Н. В. Закономерности соотношения мелких и малых структурных форм с крупными складками. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1962, вып. 14, с. 86—89.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., «Наука», 1967. 111 с.
- Горлов Н. В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1972, № 12, с. 61—76.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 11, с. 44—58.
- Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы Юго-Восточного Кавказа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 2, с. 105—120.
- Гуревич Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки. — «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1954, № 5, с. 411—414.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. — «Геология и геофизика», 1963, № 2, с. 3—11.
- Делицын И. С. Проявления структур будинажа в кварцито-мраморных толщах Юго-Западного Прибайкалья. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 120, № 5, с. 1114—1117.
- Делицын И. С. Некоторые особенности механизма образования структур будинажа в кварцево-диопсидовых породах Юго-Западного Прибайкалья. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», т. 41, 1961, с. 99—106.
- Дембо Т. М. Внутренняя структура филлитов и влияние ее на форму кварцевых жил района Советского рудника (Северная Енисейская тайга). — «Тр. НИГРИЗОлото», вып. 15, 1948, с. 59—72.

- Дембо Т. М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1954, т. 29, вып. 4, с. 79—92.
- Деннис Д. Ж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971. 288 с.
- Дмитриевский В. С. О первичном осадке и микроскладчатости железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. — В кн.: Труды Межвуз. совещ. по геологии и полезным ископаемым Центр. чернов. обл. Воронеж, 1957, с. 319—332.
- Довжиков А. Е. Глубинные и краевые разломы, критерии их выделения и пути классификации. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., 1969, с. 157—178.
- Долгинов Е. А. Об одной особенности тектонического разлинования в осадочных толщах. — «Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки», 1958, № 3, с. 60—63.
- Дробышев Ю. В. От Самура до Главного хребта и зона Шах-дага. — «Тр. НИГРИ, сер. А», 1939, вып. III, 43 с.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967. 258 с.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 638 с.
- Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 93, с. 86—122.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1946, № 2, с. 3—12.
- Замалетдинов Т. З., Клишев В. Л., Яговкин А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. — «Геотектоника», 1968, № 5, с. 86—92.
- Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 248 с.
- Изучение блоковой тектоники Украинского щита геофизическими методами. — В кн.: Геологич. результаты прикладной геофизики. М., 1968, с. 129—133. Авт.: К. Ф. Тяпкин, В. М. Беланов, Г. Е. Козубская, В. А. Нечаев, М. Г. Распопова, В. Д. Харитонов.
- Кабанов Ю. Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1972, № 5, с. 39—46.
- Казakov А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л., «Наука», 1967. 109 с.
- Казмиров Д. А. Об альпийских движениях и мезозой-кайнозойских отложениях осевой части Туркестанского хребта. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1954, № 1, с. 128—135.
- Казьмин В. Г. Тектоника Северо-Восточного Средиземноморья и условия образования офиолитовых формаций в Северо-Западной Сирии и сопредельных территориях. Автореферат дисс. М., ГИН АН СССР, 1965. 20 с.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа». — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 19—29.
- Каледга Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. — В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Т. II. Львов, 1960, с. 185—238.
- Калыев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 190 с.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 106—117.
- Камалетдинов М. А. Шарьяжи Уфимского амфитеатра. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 45—52.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, № 4, с. 60—77.
- Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М., изд. МГУ, 1969, 178 с.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. — «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», 1949, № 6 (133). 92 с.
- Кириллова И. В. О последних работах П. Фурмарье по кливажу (сланцеватости). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1960, вып. 2, с. 132—138.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 78—109.
- Кириллова И. В. Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1963, № 1, с. 93—101.
- Кириллова И. В. Некоторые преобразования горных пород при растяжении и возможные геофизические следствия. — «Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1966, № 2, с. 53—62.

Кириллова И. В. К вопросу об условиях образования медких дисгармоничных складок во флишевой зоне (на примере южного склона Большого Кавказа). — «Геотектоника», 1968, № 2, с. 3—18.

Кириллюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдановитимского щита. — «Вестн. Львовск. ун-та, серия геол.», 1964, вып. 2, с. 63—69.

Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 11—26.

Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 87—101.

Клоос Э. Ливейность. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., 1958, с. 7—95.

Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мериленд. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., 1958, с. 96—156.

Кобаев В. А. О юрских тектонических уступах в Фергане. — «Уч. записки САИГИМС», 1962, вып. 7, с. 17—22.

Корнеева В. Г. Некоторые замечания о геологическом строении Восточных Карпат. — Геол. сб. ВНИГРИ, № 2, 1953, с. 309—317.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Метаморфические пояса СССР. — В кн. XXIV сесс. МГК. Докл. сов. геологов. Проблема № 1. Геология докембрия. Л., 1972, с. 41—51.

Кремляков И. И. Методы картирования метаморфической толщи Мамско-Чуйского мусковитоносного района. — В кн.: Вопросы магматизма и рудообразования. М., 1963, с. 74—79.

Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. — «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1970, № 1, с. 60—65.

Круглов С. С. О природе Мармарошских утесов советских Карпат. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1965, № 9, с. 41—54.

Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 7, с. 36—44.

Кузнецов Б. И. Наложённые складки в метаморфических породах беломорского комплекса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 1, с. 152—155.

Кузнецов И. Г. Коллебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. — «Пробл. сов. геологии», 1933, № 7, с. 1—30.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки. — «Геотектоника», 1968, № 5, с. 25—37.

Куклей Л. Н. Связь тектонических и метаморфических процессов при формировании межбугинных складок нагнетания. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, т. 43, № 5, с. 47—51.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР, Л., «Наука», 1971. 192 с.

Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — «Изв. вузов, сер. Геология и разведка», 1961, № 11, с. 3—12.

Лебедева Н. Б. Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа. — В кн.: Вопросы геологии. М., 1972, с. 130—145.

Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — «Геотектоника», 1976, № 2, с. 31—43.

Левен Э. Я. О Зоргашкольском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1964, № 7, с. 100—104.

Лейтес А. М. Нижний протерозой Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны. — «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 122, 184 с.

Леонов М. Г. Дикая флиш Альпийской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 199, 1975, 139 с.

Ломизе М. Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, № 6, 145 с.

Ломизе М. Г., Плоско В. В. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 91—107.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965. 124 с.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. 124 с.

Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, «Наука», 1967. 73 с.

- Макарычев Г. И., Штрейфс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 5, с. 1164—1166.
- Макарычев Г. И., Висьневский Я. С. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973. 155 с.
- Мамедов А. В. Условия залегания и происхождение утесов юрских пород предгорной зоны южного склона Большого Кавказа. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 85—99.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., 1962, с. 70—76.
- Марушкин И. А. Зеравшанский глубинный разлом. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1971, № 13, с. 119—124.
- Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геол. исследование золотоносных областей Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. 9, Спб., 1910.
- Менерт К. Р. Петрология докембрийского комплекса фундамента. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 455—462.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 451 с.
- Мисник Ю. Ф. О роли поперечных структурных барьеров в металлогении складчатых областей (на примере Пришилкинской подвижной зоны). — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1968, № 11, с. 145—156.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Тектоника и магматизм Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома. — В кн.: Тектоника и магматизм глубинных разломов. Т. 3. Львов, 1975, 158 с.
- Михайлов А. Е. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Атаусуйского района (западная часть Центрального Казахстана). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1957, № 2, с. 42—54.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. Т. II. М.—Л., 1949, 510 с.
- Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. — В кн.: XXI сесс. МГК. Доклады сов. геологов. Проблема 18, М., 1960, с. 126—136.
- Муратов М. В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геол. практике в Крыму. Т. 2. М., «Недра», 1972. 191 с.
- Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган. — «Тр. НИИГА», 1962, вып. 19, с. 91—98.
- Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 37—45.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — «Зап. Всерос. минер. об-ва», 2-я серия, 1933, ч. 62, вып. 2, с. 347—354.
- Об абсолютном возрасте некоторых пород Канского массива. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1969, № 12, с. 140—141. Авт.: А. В. Алексеенко, А. И. Костенко, О. В. Цюнь, Г. Х. Чеджемов.
- Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты). — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 79—101. Авт.: С. Л. Бызова, С. Г. Рудиков, В. И. Славин, В. Е. Ханн.
- Обуэн Ж. Итало-Динарская система и ее соотношения с Альпийской дугой. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., 1965, с. 187—257.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М., «Мир», 1967. 301 с.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 520 с.
- Офиолитовые пояса Средней Азии. — Тезисы докладов Междун. симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, 123 с. Авт.: И. Х. Хамрабаев, В. В. Баранов, Я. С. Васильевский, Ш. А. Муминов.
- Павлова Т. Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 39—47.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 93, с. 9—53.

- Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова. М., «Наука», 1972. 212 с. Авт.: А. В. Сидоренко, В. А. Теляков, О. М. Розен, К. А. Жук-Почекутов, О. В. Горбачев.
- Паталаха Е. И. Структуры и этапы формирования рудного поля Успенского месторождения (Центральный Казахстан). — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1963, № 5, с. 3—22.
- Паталаха Е. И. К оценке напряженно-деформированного состояния горных пород района Успенского месторождения. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1965, № 3, с. 56—62.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970. 216 с.
- Паталаха Е. И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 15—26.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И., Гиоргобиани Т. В. Анализ закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре. — «Геология и геофизика», 1973, № 9, с. 23—30.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргадий. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1947, т. 22, № 5, с. 107—124.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 30—37.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 8—24.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 14—27.
- Плюснин К. П. О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 6, с. 1333—1336.
- Плюснин К. П. Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 4, с. 133—137.
- Покровский А. В. О происхождении и возрасте «гнейс-тоналитов» Айлянгара (Юго-Западный Гиссар). — В кн.: Геология и рудоносность Узбекистана. Ташкент, 1971, с. 51—59.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Комит. наук УзССР, 1938, 415 с.
- Портнягин Э. А., Москаленко З. Д. Роль глубинных разломов в мезозойской структуре Верхнего Приамурья. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1965, № 9, с. 94—107.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 43—55.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд. ЛГУ, 1973. 215 с.
- Последовательность метаморфических процессов в основных породах юго-западного обрамления Печенгской структуры. — «Сов. геология», 1971, № 8, с. 68—87. Авт.: А. А. Кременецкий, Е. Н. Граменицкий, З. Т. Катаева, В. С. Орлов.
- Поярков Б. В. О значении критической глубины карбонатообразования для классификации разрезов, проводимой при тектоническом районировании. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1973, № 4, с. 117—119.
- Проблемы металлогении Украины. Под ред. Я. Н. Белевцева. Киев, «Наукова думка», 1964. 256 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970. 224 с.
- Резвой Д. П. О фациальной зональности верхнесилурийских отложений Южной Ферганы. — «Докл. АН СССР», 1953, т. 93, № 5, с. 887—890.
- Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. — «Тр. МГРИ», т. 26, 1954, с. 184—188.
- Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955, с. 438—447.

- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд. Львов. ун-та, 1959. 370 с.
- Резвой Д. П. О западно Тяньшанском поперечном глубинном шве. — «Вісник Львов. ун-та, сер. геол.», 1962, № 1, с. 38—43.
- Резвой Д. П. К проблеме «шарьяж» в Алайском хребте. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1969, № 4, с. 24—36.
- Резвой Д. П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов). — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1969, № 12, с. 72—81.
- Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1972, № 1, с. 23—41.
- Риненберг Р. Е. К палеогеографии Южной Ферганы в силурийский период. — «Геол. сб. Львов. геол. об-ва», 1973, № 14, с. 110—116.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 3—30.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования современных покровов. М., «Наука», 1971. 135 с.
- Руженцев С. В., Белов А. А. К проблеме палеотектонических и палеогеологических реконструкций в областях складчато-покровного строения. — «Геотектоника», 1973, № 4, с. 18—34.
- Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 445 с.
- Рябенко В. А. Об особенностях архейской складчатости Украинского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., 1967, с. 189—192.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 27—37.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, М., «Недра», 1964. 515 с.; т. 2, 1967, 699 с.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1971, т. 46, № 4, с. 5—30.
- Свьянко И. М. Основные черты новейшей тектоники северной части Подолии. — В кн.: Мат. по четв. периоду Украины. Киев, 1974, с. 376—385.
- Семеновко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1966. 208 с.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия. — «Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр.», 1956, вып. 1, № 6, с. 3—11.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., изд. ЛГУ, 1960. 218 с.
- Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
- Ситтер Л. У. Сравнение Ломбардских Альп и Доломитов. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., 1965, с. 122—135.
- Скрипий А. А. О морфологии и механизме образования кливажа и разрывно-складчатых структур северной части Магнитогорского мегасинклиория. — «Геотектоника», 1973, № 6, с. 63—74.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962. 122 с.
- Смирнова В. С., Бабошин В. А. Геологическое строение, метаморфизм и перматитоносность архейских образований Юго-Западного Беломорья. М., «Недра», 1967. 246 с.
- Соколов С. Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). — «Геотектоника», 1974, № 1, с. 69—78.
- Сорский А. А. О механизме тектонического разлнзирования горных пород. — «Докл. АН СССР, нов. сер.», 1950, т. 22, № 5, с. 937—939.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. — «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», № 18 (145), 1952. 142 с.
- Сорский А. А. О тектоническом разлнзвании в осадочных толщах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1955, № 1, с. 118—122.
- Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 9—42.
- Сорский А. А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. — «Сов. геология», 1962, № 1, с. 54—70.
- Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 303—317.

- Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 42—52.
- Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы геотектонической и региональной тектоники. М., 1971, с. 9—24. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейфс, А. С. Перфильев и др.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 213 с.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1965, № 5, с. 17—34.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). — «Труды Лен. геол. упр.», 1939, вып. 19. 87 с.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1954, вып. 4. 195 с.
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1957, вып. 7, с. 38—73.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., ЛГУ, 1964. 550 с.
- Сыстра Ю. И. О складчатых структурах района Пиземские озера — Каменные озера (Западное Беломорье). — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 5, с. 1155—1158.
- Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф. Мономинеральные амфиболовые породы офиолитовой формации Приднепровья. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. вып. 5. Днепрпетровск, 1972, с. 38—48.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Ред. А. А. Богданов, М. В. Муратов и Н. С. Шатский. М., «Наука», 1964. 362 с.
- Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: XXII сесс. МГК. Доклады сов. геологов. «Гималайский и альпийский орогенез», М., 1964, с. 156—172. Авт.: А. В. Пейве, В. С. Буртман, С. В. Руженцев, А. И. Суворов.
- Тектоническая карта Ферганской межгорной впадины м-ба 1 : 500 000. Ред. Б. Б. Таль-Вирский. Ташкент, изд. Мин-ва геол. УзССР, 1970.
- Тохтуев Г. В. О приуроченности некоторых рудных залежей Кривого Рога к структурам будинаж. — «Докл. АН СССР», 1958, № 12, с. 1337—1340.
- Тохтуев Г. В. О закономерностях расположения структур будинаж в геосинклинальной складчатой зоне. — «Бюлл. НИГРИ», 1959, № 6, с. 99—103.
- Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967. 215 с.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., 1965, с. 9—122.
- Флаасс А. А. Наложенные деформации и морфология мамских структур (Северо-Байкальское нагорье). — «Зап. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР», 1969, вып. 35, с. 176—182.
- Флинн Д. Деформация при метаморфизме. — В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 49—77.
- Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. II. М., 1955, с. 757—770.
- Хабаров А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале. — «Докл. АН СССР», 1948; т. 61, № 6, с. 1091—1094.
- Хайн В. Е. Рыфы и тектоника. — «Труды V и VI сессий Всес. палеонтол. об-ва». М., 1962, с. 162—170.
- Хайн В. Е. Геотектоника. М., «Недра», 1973. 512 с.
- Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. — «Сов. геология», 1963, № 4, с. 24—53.
- Херасков Н. П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 26—31.
- Хиллс Э. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967. 474 с.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. I. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 424 с.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 175 с.
- Черноморский М. А. К методике изучения структур метаморфических комплексов. — «Сов. геология», 1964, № 9, с. 125—127.

Чесноков С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 4, с. 888—891.

Чесноков С. В. Ларинский и Миасский гнейсовые купола Восточно-Уральского антиклинория и их эволюция. Автореферат канд. дисс. М., Ун-т дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1967. 26 с.

Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 3—24.

Шарданов А. Н., Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1954, № 11, с. 39—49.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1946, № 5, с. 57—90.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1947, № 5, с. 37—56.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 4, с. 39—66.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. — В кн.: Труды совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, 1956, с. 216—223.

Шолпо В. Н. Об этапах складчатости в зоне Шах-дага на Восточном Кавказе. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 199—219.

Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964. 167 с.

Штилле Г. Избранные труды (перевод с немецкого). М., «Мир», 1964. 887 с.

Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 9, с. 75—93.

Шуркин К. А. Региональная структура Северо-Западного Беломорья. — В кн.: Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1962, вып. 14, с. 93—100.

Шуркин К. А., Дук В. Л., Митрофанов Ф. П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии. — «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 9, с. 120—149.

Шурыгин А. М. Астраханский тектонический покров на Юго-Восточном Кавказе. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 98—104.

Щербат Г. Н. Руды, связанные с палеовулканизмом, и некоторые их особенности. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 5, с. 77—87.

Эз В. В. Джилаганатинский пологий надвиг в хребте Каратау. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1956, № 2, с. 79—91.

Эз В. В. О влиянии герцинской складчатости на структуру каледонского этажа в хребте Каратау и об этажности складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 240—249.

Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. — «Геотектоника», 1967, № 3, с. 69—81.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. — XXIII сесс. МГК. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Геология докембрия. М.—Л., «Наука», 1968, с. 74—77.

Эз В. В. Существуют ли складки скальвания и складки волочения? — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 52—61.

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., 1970, с. 192—258.

Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., «Наука», 1965. 102 с.

Ярмоленко А. С. К вопросу о генезисе кливажа. — В кн.: Геол., разведка и методы изуч. месторожд. полезн. ископаемых. Алма-Ата, 1969, с. 22—23.

Agron S. L. Structure and petrology of the Peach Bottom slate, Pennsylvania and Maryland, and its environment. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1950, v. 61, N 11, p. 1256—1306.

Albissin M. G. Les traces de la déformation dans les roches calcaires. — «Rev. géogr. phys. et géol. dynam.», 1962—1963, t. 5, p. 3—174.

Ampferer O. Über das Bewegungskbildung von Faltengebirgen. — «Jahrb. Geol. Reichsanstalt», Bd. 56, Wien, 1906, S. 539—622.

Anderson J. G. C., Owen T. R. The structure of the British Isles. Oxford — London, 1968. 162 p.

- Andrusov D. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masivu Vysokých Tatier na úseмі Slovenska. — «Geologický sborník», t. X, N 1, 1959, S. 97—132.
- Andrusov D. Sur la vitesse de progression des nappes subtriquées. — «Geologický sborník», t. XVI, 1, 1965, p. 238—241.
- Andrusov D., Scheibner E. Classification of «Klippes» or «Klippen». — «Intern. Geol. Congr. Rept.», 23 sess., sect. 3, 1968, p. 93—102.
- Argand E. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. — «Matér. Carte Géol. Suisse», nouvelle ser., N 31 (61), 1911, p. 3—26.
- Armstrong R. L., Hansen E. Cordilleran infrastructure in the eastern Great Basin. — «Amer. J. Sci.», 1966, v. 264, N 2, p. 112—127.
- Aubouin J. Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides. — «Bull. Soc. Géol. France», 1958, ser. 6, t. 8, N 7, p. 731—750.
- Aubouin J., Ndojaj I. Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. — «Bull. Soc. Géol. France», 1964 (1965), ser. 7, t. 6, N 5, p. 593—625.
- Baer A. La schistosité et sa répartition. — «Geol. Rundschau», 1956, Bd. 45, H. 2, S. 234—247.
- Badgley P. S. Structural and tectonic principles. New York, Harper and Row, 1965. 521 p.
- Bailey E. B., McCallien W. J. The Ankara melange and the Anatolian thrust. — «Nature», 1950, v. 166, p. 938—940.
- Bailey E., McCallien W. J. Structure of the Northern Apennines. — «Nature», v. 191, N 4794, 1961, p. 136—137.
- Baldry R. A. Slip-planes and breccia zones in the Tertiary rocks of Peru. — «Quart. J. Geol. Soc. London», v. 94, pt. 3, N 375, 1938, p. 347—358.
- Bemmel R. W. van. Tectogénese par gravité. — «Ann. Soc. Géol. Belg.» Bull. 64, 1955, p. 95—122.
- Beneo E. Accumuli Terziari da risedimentazione (olistostroma) nell' Apennino centrale et franesottomarine. — «Bull. Serv. Geol. Italia», v. 78, 1956, p. 318—319.
- Berthelsen A. Structural studies in the Precambrian of Western Greenland. II. Geology of Tovqussap nunâ. — «Meddelester om Grønland», 1960, Bd. 123, N 1. 223 S.
- Bertrand M. Rapport de structure der Alpes de Glaris et du bassin houiller du nord. — «Bull. Soc. Géol. France», t. 12, N 3, 1884, p. 318—330.
- Bickford M. E., Turner B. Age and probable anatectic origin of the Brant Lake gneiss, southeastern Adirondack Mts., N. Y. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1971, v. 82, N 8, p. 2333—2342.
- Biot M. A. Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. — «Proc. Roy. Soc. London», A, 1957, v. 242, N 1231, p. 444—454.
- Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, v. 72, N 11, p. 1595—1620.
- Biot M. A., Odé H., Rôever W. L. Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1961, v. 72, N 11, p. 1621—1632.
- Bouma A. H. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam — New York, 1962. 168 p.
- Bradshaw R., Wells M. H. Boudinage — type structure at Sørfinnset, Gildeskal, North Norway. — «Geol. Mag.», 1964, v. 101, N 6, p. 488—496.
- Breddin H. Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — «Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.», 1956, Bd. 106, H. 2, S. 227—305.
- Breddin H. Tektonische gesteindeformation im kaum gefalteten Karbon des Erkelener Steinkohlen revieres. — «N. Jahrb. Geol. und Paläont., Monatsh.», 1958, N 3—4, S. 172—178.
- Broquet P., Caire A., Mascle G. Structure et evolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). — «Bull. Soc. Géol. France», t. 8, N 7, 1966, p. 994—1013.
- Brown B. Ch. On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1938, v. 94, N 375, p. 359—368.
- Brunn J. H. Les Zones Helleniques internes et leur extension (Reflexions sur l'orogénese Alpine). — «Bull. Soc. Géol. France», 1960 (1961), t. 11, N 4, p. 470—486.
- Caire A. Comparaison entre les orogenes herberie et appenninique. — «Ann. Soc. geol. Nord.», 1964 (1965), t. 84, N 3, p. 163—176.
- Caron Chr. Sedimentation et tectonique dans les Préalpes: «flysch à lentilles» et autres complexes chaotiques. — «Eclogae geol. Helv.», 1966, v. 59, N 2, p. 950—957.

- Carter N. L., Friedman M. Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge anticline, Montana. — «Amer. J. Sci.», 1965, v. 263, N 9, p. 747—785.
- Chapple W. M. A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1968, v. 79, N 1, p. 47—68.
- Chorowicz J. Sur l'importance des recouvrements aux confins de la Dalmatie moyenne et de la Bosnie — Herzégovine sud-occidentale (Yougoslavie). — «Bull. Soc. Géol. France», 1970, t. 12, N 3, p. 496—504.
- Christensen M. N. Structure of metamorphic at Mineral King, California. — «Univ. Calif. public. Geol. Sci.», 1963, v. 42, N 4, p. 159—198.
- Cloos E. Boudinage. — «Trans. Amer. Geophys. Un.», 1947₁, v. 28, N 4, p. 626—632.
- Cloos E. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1947₂, v. 58, N 9, p. 843—918.
- Collette B. J. On the origin of schistosity. I. — «Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.», ser. B, Phys. Sci., 1958, v. 61, N 2, p. 121—139.
- Cross-folding and refolding in the basement system of Kenya colony. — Intern. Geol. Congr. Rept., 21 sess., sect. 18, 1960, p. 335—346. Aut.: E. P. Saggerson, P. Joubert, G. J. H. McCall, L. A. Williams.
- Čirič B. Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines Méditerranéens et alpins d'Europe. — «Mémoire en vente à la société géologique de France», 1963, p. 565—582.
- Daly L. Sur la liaison entre les phénomènes de déformation dans les roches et de leur ellipsoïde d'anisotropie magnétique. — «C. R. Acad. Sci. Paris», 1966, t. 263, N 23, p. 1816—1819.
- Debelmas J., Lemoine M. La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — «L'informat. sci.», t. 1, Paris (Baillière), 1964, p. 1—33.
- Debelmas J., Lemoine M. The Western Alps: palaeogeography and structure. — «Earth-Science Reviews», 1970, v. 6, N 4, p. 221—256.
- Dineley D. Geological studies in Somerset Island. — «Arctic», 1966, v. 19, N 3, p. 270—277.
- Dott R. H., Howard J. K. Convolute lamination in non-graded sequences. — «J. Geol.», 1962, v. 70, N 1, p. 114—121.
- Dzulyński S., Radomski A. Clastic dikes in the Carpathian Flysch. — «Ann. Soc. Géol. Pologne», 1956, t. 26, p. 225—254.
- Dzulyński S., Smith A. J. Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. — «J. Sed. Petr.», 1963, v. 33, N 3, p. 616—627.
- Ellenberger Fr. Le «style penninique» rheomorphisme ou cisaillements? Application au Grand Paradis. — «C. R. Acad. Sci. Paris», 1965, t. 260, N 14, p. 4008—4011.
- Elter P. Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. — «Bull. Soc. Géol. France», 1962 (1963), t. 4, N 5, p. 668—674.
- Engels B. Analogien zur Schieferung in Planerkalken. — «Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.», 1959—1960, Bd. 111, H. 3, S. 612—618.
- Eskola P. E. The problem of mantled gneiss domes. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1949, v. IV, pt. 4, p. 461—476.
- Exner Ch. Geologie von Österreich. — «Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagersbätten-Karte 1 : 1 000 000 von Österreich». Wien, 1966, S. 67—75.
- Fabiani R., Segre A. G. Schema strutturale della regione Italiana. — «La ricerca scient. Contr. Sc. geol.», 1952, v. 22, p. 7—23.
- Fairbridge R. W. Submarine slumping and location of bodies. — «Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.», 1946, v. 30, N 1, p. 84—92.
- Fallot P. Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1955, bull. 77, p. 147—170.
- Faure M., Muller J. Tectonogramme des structures superposées de la région des Grandes Bergeronnes, Comté de Saguenay, province de Québec. — «C. R. Soc. Géol. France», 1971, N 3, p. 191—193.
- Flinn D. On tests of preferred orientation in three-dimensional fabric diagrams. — «J. Geol.», 1958, v. 66, N 5, p. 526—539.
- Fourmarier P. Schistosité et grande tectonique. — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1953, v. 76, N 8, p. 275—301.
- Fourmarier P. Schistosité et formes des plis. — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1955—1956, t. 79, N 8, p. 317—364.
- Fyson W. K. Repeated trends of folds and cross folds in palaeozoic rocks, Parrsboro, Nova Scotia. — «Canad. J. Earth Sci.», 1964, v. 1, N 3, p. 167—183.

- Cansser A. New aspects of the geology in Central Iran. — «Proc. 4 World Petrol. Congr.», Sect. 1—A/5, paper 2, Rome, 1955, p. 279—300.
- Giannini E., Tongiorgi M. Les phases tectoniques neogenes de l'orogenèse alpine dans l'Apennin septentrional. — «Bull. Soc. Géol. France», 1962, ser. 4, N 5, p. 682—690.
- Glangeaud L. Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Appenin et l'Atlas nordafrica. — «Bull. Soc. Géol. France», 1956, ser. 6, t. 6, N 7—8, p. 867—891.
- Glangeaud L. Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. — «Rev. géogr. phys. et géol. dynam.», 1957 (1958), t. 1, N 4, p. 200—220.
- Godfriaux I. Panorama de la géologie de l'Olympe (Grèce). — «Bull. Soc. Belg. Géol., Paléontol. et Hydrol.», 1967 (1968), t. 76, N 1—2, p. 114—124.
- Cottes Ch. Les filons clastiques intra formationnelle du flysch numidien tunisien. — «Bull. Soc. Géol. France», 1953, ser. 6, t. 3, N 9, p. 767—775.
- Greenly E. The geology of Anglesey. — «Geol. Survey Ct. Britain Mem.», t. I, a. 2, 1919, 980 p.
- Griffin V. S., jr. Relevancy of the Dewey-Bird hypothesis of cordilleran-type mountain belts and the Wegmann stockwerk concept. — «J. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 35, p. 7504—7507.
- Griffin V. S. Stockwerk tectonics in the Appalachian Piedmont of South Carolina and Georgia. — «Geol. Rundschau», 1971, Bd. 60, H. 3, S. 868—886.
- Griffin V. S. The Inner Piedmont belt of the southern crystalline Appalachians. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1971, v. 82, N 7, p. 1885—1898.
- Gross W. H. Geological implications of an indirect method for mapping regional folds in Archean rocks. — «Econ. Geol.», 1965, v. 50, N 3, p. 321—332.
- Haller J. Probleme der Tiefentektonik, Bauformen in Migmatit — Stockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden. — «Geol. Rundschau», 1956, Bd. 45, H. 2, S. 159—167.
- Heim Alb. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. 592 S.
- Heim A. Über rezend und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — «N. Jahrb. Min., Petr., Ing.», Bd. 11, 1908.
- Heim A. Geologie der Schweiz. Leipzig. 1919, Bd. I. 704 S., 1921, Bd. II, H. 1. 476 S.; 1922, Bd. II, H. 2, S. 477—1018.
- Helbling R. Zur Tectonik des St. Gallener Oberlandes und der Glaneralpen. — «Beitr. geol. Karte Schweiz», Bd. 106, Bern, 1938, S. 71—133.
- Hills E. S. The silurian rocks of the Studley Park District. — «Proc. Roy. Soc. Victoria», 1941, v. 53 (N. S.), pt. 1, p. 167—191.
- Hills E. S., Thomas D. E. Fissuring in sandstones. — «Econ. Geol.», 1945, v. 40, N 1, p. 51—61.
- Hinxman L. W. West Aberdeenshire, Banffshire parts of Elgin and Inverness. Explanation of sheet 75. — «Mem. Geol. Surv. Scotland», 1896. 48 p.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1911, v. 22.
- Holubec J. Structural investigation in metamorphic and deformed areas and their geometry in deeper zones of the Earth's crust. — «Intern. Geol. Congr. Rept.», 22 sess., sect. 4, 1964, p. 460—473.
- Hoeppener R. Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — «Geol. Rundschau», 1956, Bd. 45, H. 2, S. 247—283.
- Hsu Jingwa K. Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1967, v. 51, N 1, p. 65—72.
- Hubbert M., Rubey W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluidfilled porous solids and its application to overthrust faulting. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1959, v. 70, N 2, p. 115—205.
- Hyndman D. W. Petrology and structure of Nakusp map area, British Columbia. — «Bull. Geol. Surv. Canada», 1968, N 161. 95 p.
- Jannetaz E. Mémoire sur le clivage des roches (schistosité longrain) et sur leur reproduction. — «Bull. Soc. Géol. France», 1884, 3 ser., t. 12, p. 211—236.
- Johnson R. W. Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. — «Geol. en mijnbouw», 1963, t. 42, N 5, p. 121—142.
- Kalsbeek F., Leake B. E. The chemistry and origin of some basement amphibolites between Ivigtut and Frederikshab, South-West Greenland. — «Medd. Grönland», 1970, v. 190, N 4. 36 p.
- Kamp P. C., van de. Origin of amphibolites in the Beartooth mountains, Wyoming and Montana: new data and interpretation. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1969, v. 80, N 60, p. 1127—1136.

- Kehle R. O. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1970, v. 81, N 6, p. 1641—1664.
- Kennedy G. C., Wasserburg C. J., Heard N. G. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. — «Amer. J. Sci.», 1962, v. 260, p. 501—521.
- King B. C., Rast N. Tectonic styles in the Dalradians and Moines of parts of the Central Highlands of Scotland. — «Proc. Geol. Assoc. London», 1956, v. 66, pt. 3, p. 243—268.
- Knopf E. B., Ingerson E. Structural petrology. — «Geol. Soc. Amer. Mem.», 1938, v. 6, 270 p.
- Kober L. Das alpine Europa. Berlin, 1931. 310 S.
- Kober L. Leitlinien der Tektonika Jugoslaviens. Beograd, 1952. 81 S.
- Kraus E. Fünfzig Jahre Unterströmungstheorie. — «Geologie», 1958, H. 3—6, S. 261—283.
- Kraus E. C. Zur Baugeschichte der Alpen — Versuch einer analytischen und synthetischen Übersicht. — «N. Jahrb. Geol. und Paläont., Monatsch.», 1968, N 1, S. 38—58, N 2, S. 69—88.
- Kuenen Ph. H. Turbidity currents of high density. — «Int. Geol. Congr., Rept.», 18 sess., 1948, p. 44—52.
- Kuenen Ph. H. Marine geology. New York, 1950. 568 p.
- Kuenen Ph. H. Graded bedding with observations on Lower Palaeozoic rocks of Britain. Verhandl. Kön. — «Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Nat.», 1953, v. 20.
- Kuenen Ph. H. Les formations de turbidites des Apennines du nord. — «Soc. Géol. France», Livre a la mem. de P. Fallot, t. 2, 1960—1963. 717 p.
- Kurtman F. Fossildeformation und Tektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. — «Naturwissenschaften», 1958, Bd. 45, H. 10. 250 S.
- Kuzaki K. Configuration of migmatite dome. Comparative tectonics of migmatite in the Hidaka metamorphic belt. — «J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.», 1972, ser. 4, v. 15, N 1—2, p. 157—172.
- Lammers E. Cleavage in calcareous shales. — «J. Geol.», 1940, v. 48, N 3, p. 304—309.
- Langheinrich G. Vergleichende Untersuchungen über das Verhältnis der Schieferung zur Faltung unter Berücksichtigung des Stockwerkproblems. — «N. Jahrb. Geol. und Paläont. Abhandl.», 1964, Bd. 120, H. 1, S. 41—80.
- Laubscher H. P. Die Mobilisierung der klastischer Massen. — «Eclogae Geol. Helv.», 1961, t. 54, N 2, p. 283—334.
- Loest M. De l'origine des veines et des géodes des terrains primaires de Belgique. — «Annal. Soc. Géol. Belg.», 1909—1910, t. 36, N 4, p. 275—282.
- Loney R. A. Structural analysis of the Pybus Gambier area, Admiralty island, Alaska. — «Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.», 1965, v. 46, N 2, p. 33—80.
- Lugeon M. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — «Bull. Soc. Géol. France», 1901, ser. 4, t. 1, p. 723—823.
- Lugeon M., Schneegans D. Sur le diastrophisme alpin. — «C. R. Acad. Sci. Paris», 1940, 210, p. 87—90.
- MacGregor A. M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. — «Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa», 1951, v. 54, p. 27—71.
- Marchetti M. P. The occurrence of slide and flowage materials (Olistostromes) in the Tertiary Series of Sicily. — «Intern. Geol. Congr. Rept.», 20 sess., sect. 5, 1957, t. 1, p. 209—225.
- Maxwell J. C. Origin of slaty and fracture cleavage in the Delavare Water gar area, New Jersey and Pennsylvania. — «Petrological Studies», Geol. Soc. Amer., a volum to honour A. E. Buddington, 1962, p. 281—311.
- Means W. D. Mesoscopic structures and multiple deformation in the Otago schist. — «New Zealand J. Geol. and Geoph.», 1963, v. 6, N 5, p. 801—816.
- Medwentsch W. Die Bedeutung der Pelagoniden für die Tektonik der Dinariden. 3 kongr. geol. Jugosl., Beograd, 1961, S. 449—462.
- Merla G. Geologia dell' Appennino settentrionale. — «Soc. Geol. Italiana Boll.», 1951, v. 70, p. 95—382.
- Metz K. New synthetic aspects of the tectonics of the western section of Austrian Central Alps. — «Tectonophysics», 1966, v. 3, N 2, p. 129—146.
- Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. — «Bull. Soc. Géol. Belg.», 1956, t. 80, N 1—2, p. 19—59.
- Miljus P. Tektonika i povijest razvoja jugoistočnog dijela Vanjskih Dinarida. — «Nafta» (Zagreb), 1970, t. 21, N 9, p. 394—410.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — «J. Petrology», 1961, v. 2, N 3, p. 277—311.

- North F. K. Gravitational tectonics. — «Bull. Canad. Petrol. Geol.», 1964, v. 12, N 2, p. 16—48.
- Nowack E. Geologische Übersicht von Albanien. Erläuterungen zur geologischen Karte 1:200 000. Salzburg, 1929. 204 S.
- Oftedal Chr. Note on the main Caledonian thrusting in Northern Scandinavia. — «Norsk geol. tidsskr.», 1966, v. 46, N 2, p. 237—244.
- Page B. M. Gravity tectonics near Passo della Cisa, northern Apennines, Italy. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1963, v. 74, N 6, p. 655—672.
- Park R. G. The structural history of the Lewisian rocks of Gairloch Wester Ross, Scotland. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1964, v. 120, N 3, p. 397—433.
- Pearson D. E. The location and structure of the Precambrian Kisseynew gneiss domain of northern Saskatchewan. — «Canad. J. Earth Sci.», 1972, v. 9, N 10, p. 1235—1249.
- Petković K. V. Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. — «Jahrb. Geol. Bundesanst.», 1958, Bd. 101, N 1, S. 1—24.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York, 1957. 718 p.
- Pinar N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure). — «Bull. Soc. Géol. France», 1955, t. 5, N 1—3, p. 11—27.
- Plessmann W., Wunderlich H. Faltung und Schieferung im Wissenbacher Schiefer südlich Goslar. — «N. Jahrb. Geol. und Paläont., Monatsch.», 1961, N 6, S. 295—311.
- Price D. P. Geology of the southeastern part of the Kolvik nappe, on the west side of Porsangerfjord, West Finnmark. — «Norges geol. undersøg.», 1971, N 269, p. 96—99.
- Pulvertaft T. C. Recumbent folding and flat-lying structure in the Precambrian of northern West Greenland. — «Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1973, A/273, N 1235, p. 535—545.
- Ramberg H. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. — «J. Geol.», 1955, v. 63, N 6, p. 512—526.
- Ramberg H. Pegmatites in west Greenland. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1956, v. 67, N 2 p. 185—213.
- Ramberg H. Relationships between length of arc and thickness of pygmatically folded vein. — «Amer. J. Sci.», 1960, v. 258, N 1, p. 36—46.
- Ramberg H. Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. — «Geol. Rundschau», 1961, Bd. 51, H. 2, S. 405—439.
- Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds. — «Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala», 1963, v. 42, N 4, p. 1—20.
- Rampnoux J.-P. Sur la géologie du Sandjak: mise en évidence de la nappe du Pešter (confins serbo-monténégrins, Yougoslavie). — «Bull. Soc. Géol. France», 1969 (1970), ser. 7, t. 11, N 6, p. 881—893.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 1967. 568 p.
- Renz K. Die Tektonik der griechischen Gebirge. — Memoires de l'Acad. d'Athènes, Bd. 8, 1940, 171 S.
- Rettger R. E. Experiments on softrock deformation. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1935, v. 19, p. 271—292.
- Rich J. L. Flow marking grooving and intra-stratal crumpling as criteria for recognition of slope deposits, with illustration from Silurian rocks of Wales. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1950, v. 34, p. 717—741.
- Richter D. Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen. — «Geol. Mitt.», 1963, Bd. 4, H. 2, S. 153—210.
- Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1964, v. 48, N 12, p. 1911—1937.
- Roy A. B. Significance of variable plunge and trend of small scale upright folds in the type Aravalli rocks around Udaipur, Rajasthan (Western India). — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1972, v. 83, N 5, p. 1553—1556.
- Rutland R. W. R., Nicholson R. Tectonics of the Caledonides of part of Nordland, Norway. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1965, v. 121, pt. 1, N 481, p. 73—109.
- Scharldt H. Sur l'origine des Préalpes romanes. — «Eclogae Geol. Helv.», 1893, N 4, p. 129—142.
- Schmidt K. Zur Deckentektonik des Hochbalkans. — «Geol. Rundschau», 1960, Bd. 50, S. 416—424.
- Schneegans D. La géologie des nappes de l'Ubaye Embrunnais entre l'Ubaye et la Durance. — «Mém. Carte Géol. France», 1938, 339 p.
- Schroeder E. Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg — Greizer Zone (Osthüringen). — «Geologie», 1958, Bd. 7, H. 3—6, S. 465—483.

- Schroeder E. Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen. — «Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol. und Biol.», N 4, 1965—1966, 95 S.
- Schwan W. Deckenfragen in Balkan. — «Geol. Rundschau», 1961, Bd. 51, H. 1, S. 181—216.
- Schwan W. Zur Definition und Deutung des Strukturtyps «Decke». — «N. Jahrb. Geol. und Paläont. Abhandl.», 1966, Bd. 124, N 2, S. 132—139.
- Sikošek B., Maksimović B. Geotektonska rejonizacija Jadranskog pajasja. — «Nafta» (Zagreb), 1971, N 4—5, p. 267—275.
- Sikošek B., Medwenitsch W. Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. — «Verhandl. Geol. Bundesanst.», 1965, Sonderheft G., S. 86—102.
- De Sitter L. U. A cross-section through the Central Pyrenees. — «Geol. Rundschau» 1956, Bd. 45, H. 2, S. 214—233.
- De Sitter L. U. Cleavage folding in relation to sedimentary structure. — «Intern. Geol. Congr. Rept.», 20 sess., sect. 5, v. 1, 1957, p. 53—64.
- De Sitter L. U. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. — «Geol. en Mijnbouw.», 1958, v. 20, N 8, p. 277—286.
- De Sitter L. U., Zwart H. J. Tektonik development in supra and infrastructures of a mountain chain. — «Intern. Geol. Congr. Rept.», 21 sess., Sect. 18, 1960, p. 248—256.
- Sonder R. Die Lineamentektonik und ihre Probleme. — «Eclogae geol. Helvet.», 1938, v. 31, N 1, p. 199—238.
- Sorgenfrei T. On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. — «Geol. fören. Stockholm förhandl.», 1971, v. 93, N 2, p. 371—435.
- Spray A., Gee D. Some effect of paleozoic folding on the Pre-Cambrian rocks of the Frenchmans Cap area, Tasmania. — «Geol. Mag.», 1964, v. 101, N 5, p. 385—396.
- Stauffer M. R. An empirical statistical study of three-dimensional fabric diagrams as used in structural analyses. — «Canad. J. Earth Sci.», 1966, v. 3, N 4, p. 473—498.
- Stewart H. B. Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory experiments. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1956, v. 40, N 1, p. 153—161.
- Streif V. Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — «Eclogae geol. Helv.», 1962, v. 55, N 1, p. 77—134.
- Sutton J., Watson J. Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg. North-West Highlands. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1959, v. 114, pt. 2, N 454, p. 231—257.
- Talbot C. J. Author's reply. — «Nature», 1969, v. 222, N 5197, p. 974—975.
- Temple P. G. Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1968, v. 79, N 6, p. 687—699.
- Ten Haaf E. Graded beds of the Northern Apennines. Groningen, 1959. 103 p.
- Termier P. La Synthèse géologique des Alpes. Conference faite le 26 janvier 1906 aux élèves de l'Université, Liège, Imprimerie moderne. Liège, 29. Réimprime dans: A la Gloire de la Terre, Nouvelle Librairie, Paris, 1906. 1922, p. 45—82.
- Thakur V. C. Computation of the values of the finite strains in the Molare region, Ticino, Switzerland, using stretched tourmaline crystals. — «Geol. Mag.», 1972, v. 109, N 5, p. 445—450.
- Tollmann A. Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischen Untersuchungen. — «Geol. Rundschau», 1960 (1961), Bd. 50, S. 506—516.
- Tollmann A. Die tektonische Gliederung des Alpen — Karpaten Bogens. — «Geologie», 1969, H. 10, S. 1131—1155.
- Trevisan L. Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional. — «Bull. Soc. Géol. France», 1962 (1963), t. 4, N 5, p. 675—681.
- Trümpy R. Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. — «Eclogae geol. Helv.», 1969, v. 62, N 1, p. 138—142.
- Trümpy R. Stratigraphy in mountain belts. — «Quart. J. Geol. Soc. London», 1971, v. 126, pt. 3, N 503, p. 293—318.
- Turner F. J. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. — «Amer. J. Sci.», 1953, v. 251, N 4, p. 276—298.
- Turner F. J., Weiss L. W. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, 1963. 545 p.
- La varie unita tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. — «Atti Acad. naz. Lincei., Rend. cl. fis., mat. a natur.», 1960 (1961), t. 29, N 6, p. 497—502, Aut.: P. Elter, E. Giannini, M. Tongiorgi, L. Trevisan.

D e W a a r d D. Structural analysis of a precambrian fold; the little Moose Mountain syncline in the south-western Adirondacks. «Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen», ser. B, Phys. Sci., 1962, v. 65, N 5, p. 404—417.

W e g m a n n C. E. Ueber diapirismus. — «Bull. commiss. geol. Finland», 1930, N 92, p. 58—76.

W e n k E d., T r o m s d o r f V. Parallelgefüge und Glimmerregirung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. «Eclogae Geol. Helv.», 1965, t. 58, N 1, S. 417—422.

W e s t r a L., E l b e r s F. J., S i j p e r d a W. S. Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. I. Structural geology and genesis of the «younger» granites. «Geol. en mijnbouw», 1969, v. 48, N 6, p. 529—543.

W i l s o n G. Mullion and rodding structures in the Moine series of Scotland. «Proc. Geol. Assoc. London», 1953, v. 64, pt. 2, p. 118—151.

W o o d D. S. Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. — «Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1973, v. A—274, N 1239, p. 373—382.

Z w a r t H. I. The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. «Geol. Rundschau», 1964, Bd. 53, N 1, S. 170—205.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Предисловие к первому изданию | 3 |
| Предисловие ко второму изданию | 5 |
| ГЛАВА I. Главные особенности механизма тектонических деформаций. В. В. Белоусов | 6 |
| Изменчивость деформационных свойств | 6 |
| Неустойчивость пластической деформации | 11 |
| Влияние неоднородного строения горных пород и их толщ | 15 |
| Распределенный характер приложения сил | 17 |
| Неоднородность больших деформаций. Одновременное развитие пластических и разрывных деформаций | 22 |
| Перераспределение напряжений в процессе деформации | 27 |
| Влияние силы тяжести | 28 |
| ГЛАВА II. Элементы внутреннего строения сложнодеформированных толщ. И. В. Кирilloва | 30 |
| Атектонические деформации. Тектонические деформации в конседиментационную и раннюю стадии формирования свойств пород | 30 |
| Дисгармоничная складчатость | 38 |
| Тектоническое разлинзование | 50 |
| ГЛАВА III. Сложная складчатость в осадочных толщах. В. Н. Шолово | 64 |
| Изоклинальные и килевидные складки в литологически однородных толщах | 65 |
| Сложная складчатость в слоистых толщах с разнородными слоями | 73 |
| Наложение складок разных направлений (поперечная складчатость) | 79 |
| Сочетание сложной складчатости с разрывами | 84 |
| Сочетание угловых несогласий с дисгармоничной складчатостью | 87 |
| Методические рекомендации | 91 |
| ГЛАВА IV. Кливаж. М. А. Гончаров | 93 |
| Кливаж в микроскопическом аспекте и его взаимоотношения с внутренним строением пород | 94 |
| Кливаж в макроскопическом аспекте | 102 |
| Кливаж и внутренняя деформация пород | 112 |
| О происхождении кливажа | 115 |
| ГЛАВА V. Тектонические покровы. И. И. Белостоцкий | 120 |
| Альпийские покровы и развитие представлений о тектонике Альп | 120 |
| Некоторые основные понятия и термины | 126 |
| Главные типы и разновидности покровов | 129 |
| Покровы течения | 130 |
| Пластинообразные покровы скальвания и скольжения | 138 |
| Покровы сложного генезиса | 142 |
| О природе пеннинских покровов Альп | 148 |
| Некоторые вопросы покровной тектоники | 150 |
| ГЛАВА VI. Зоны меланжа и хаотических структур. И. И. Белостоцкий | 159 |
| Тектонический меланж | 161 |
| Олиостромы и олистолиты | 171 |
| ГЛАВА VII. Глубинные разломы и глыбовое строение земной коры. Д. П. Резвой | 180 |
| История развития представлений о глубинных разломах | 180 |
| Глубинные разломы юга Европейской части СССР | 183 |
| Глубинные разломы юга Восточной Сибири | 187 |
| Система линейных блоков и сближенных глубинных разломов Южного Тянь-Шаня | 192 |

| | |
|---|------------|
| Блоковое строение земной коры | 205 |
| Специфика геологической работы в зонах глубинных разломов | 206 |
| ГЛАВА VIII. Особенности структуры метаморфических комплексов. В. В. Эз | 208 |
| Современные представления о структуре метаморфических комплексов | 209 |
| Складки | 210 |
| Плоскостные и линейные текстуры | 215 |
| Разрывные нарушения | 219 |
| Наложение складчатостей | 221 |
| Гранито-гнейсовые купола | 226 |
| Механизм тектонических деформаций в условиях метаморфизма | 229 |
| Роль магматических пород и процессов гранитизации в формировании метаморфических комплексов | 232 |
| Глубина метаморфизма и проблема выхода глубинных образований на поверхность | 236 |
| Формирование структуры метаморфических комплексов в процессе внутрикорových конвективных движений | 238 |
| Вопросы методики изучения структуры | 239 |
| ГЛАВА IX. Механизм сложных деформаций в земной коре. В. В. Белоусов | 246 |
| Список литературы | 253 |

ИБ № 1417

ОЧЕРКИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ
СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ

Редакторы издательства *М. Д. Мирзоева,*
В. И. Малеев
Переплет художника *А. Е. Чулканова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *О. Ю. Трехенок*
Корректор *В. И. Дюжина*

Сдано в набор 3/XI 1976 г.
Подписано в печать 11/IV 1977 г.
Т-06176. Формат 70 × 100¹/₁₆.
Бумага кн.-журн. Печ. л. 17,5 с вкл.
Усл. п. л. 22,58. Уч.-изд. л. 24,58.
Тираж 1900 экз. Заказ 1335/6194—1.
Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли. 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2172

Sp. 403.

1872