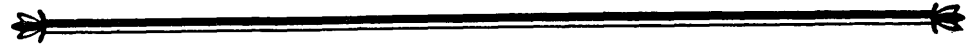


Г. Д. АЖГИРЕЙ

# СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1 9 5 6



## ПРЕДИСЛОВИЕ

ПЕЧАТАЕТСЯ ПО ПОСТАНОВЛЕНИЮ  
РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКОГО СОВЕТА  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Огромный размах геологических работ в Советском Союзе привел к небывалому накоплению новых фактов во всех отраслях науки о Земле, в том числе и в структурной геологии. Существующие, весьма немногочисленные в отечественной литературе труды по структурной геологии быстро устарели, хотя среди них имеются прекрасные работы, с большим фактическим материалом и важными теоретическими выводами.

С другой стороны, известные курсы структурной геологии Р. и Б. Уиллисов, Ч. Лизса, М. Биллингса, содержащие ценные факты, не удовлетворяют советских геологов отсутствием единой теоретической основы. В этих книгах можно встретить смешение представлений, часть которых относится к XIX в. и противоречит современным взглядам.

Таковы причины предпринятой автором попытки дать новое изложение предмета структурной геологии и некоторых, связанных с ней теоретических вопросов.

Структурная геология — важная часть геологической науки, занимающаяся изучением форм залегания горных пород в земной коре и их происхождения. Выводы, полученные структурной геологией, широко применяются при решении многих теоретических и практических вопросов. Геологическая съемка и поиски, учение о полезных ископаемых и разведка, инженерная геология и гидрогеология, учение об осадочных породах, фациях и формациях, историческая геология и геоморфология — вот неполный перечень областей знания, часто использующих выводы структурной геологии. Особенно важны данные структурной геологии для разработки теоретических вопросов геотектоники.

С другой стороны, и структурную геологию нельзя разрабатывать и двигать дальше, не имея в качестве основы определенной геотектонической теории, объясняющей главные особенности и исторические закономерности развития тектонического лика Земли.

Складчатость, разрывы и тектонику магматических тел нельзя рационально изучать, если не стоять на определенных теоретических геотектонических позициях. В этом заключается диалектическое единство развития структурной геологии и геотектоники как теоретической основы структурной геологии.

Главные особенности геотектонических позиций, с которых написана настоящая книга, заключаются в следующем:

1. Допускается множественность непосредственных причин, вызывающих тектонические движения и соответствующие деформации. В связи с этим признается существование многих генетически обособленных типов тектонических движений. Принятие множественности причин тектонических движений не означает, что между ними не существует глубоких связей. Несомненно, по мере развития науки, эти связи будут выявляться всюду, где они действительно имеются. Однако в настоящее время, главным образом из-за неправильного стремления рассматривать тектонические явления как вызванные в основном одной причиной, сама постановка вопроса о множественности причин тектонических явлений непривычна для большинства геологов. Поэтому не проведено соответствующего размежевания между разными генетическими типами движений, и связи между ними еще не исследовались.

2. В соответствии со сказанным отвергаются односторонние геотектонические гипотезы в том их значении, в котором они претендуют на универсальное объяснение происхождения всех главных типов тектонических движений — гипотеза гравитационного тектогенеза Э. Хаармана, колебательных движений В. В. Белоусова, Р. ван-Бемеллена и Дж. Умбровы, гипотезы Дж. Джоли, Р. Штауба, О. Амферера, Э. Крауса, В. Боуи, А. Вегенера и других. Однако учитывается, что почти все эти гипотезы содержат рациональные представления, которыми необходимо пользоваться.

3. В соответствии с огромным фактическим материалом признается широкое развитие в земной коре тангенциальных сжимающих тектонических сил, особенно в орогенических зонах. Наряду с этим, в обоснованных фактами пределах, принимается существование тангенциальных растягивающих сил в отдельных участках земной коры.

4. Признается существование, в известных пределах, вертикальных, радиально направленных тектонических сил и связанных с ними характерных движений и структурных форм. Однако складчатые и многие разрывные деформации в геосинклинальных областях не связываются непосредственно с радиальными тектоническими силами.

Допускается местное, подчиненное развитие гравитационных тектонических движений.

Признается тесная связь между важнейшими типами тектонических движений и магматическими процессами.

Предлагаемая вниманию читателей книга по структурной геологии существенно отличается от других аналогичных книг детальным обзором физико-механических принципов деформации горных пород, генезиса складчатости, связи складчатости с кливажем, генезиса разрывных нарушений, тектоники интрузивных тел и их структурно-геологического положения и методов петроструктурного анализа.

В связи с тем что при работе над книгой широко использовались материалы и выводы других исследователей, настоящая сводка по структурной геологии является в значительной мере отражением коллективного опыта. Автор стремился всюду, где это возможно, отмечать, каким исследователям принадлежат те или иные выводы, однако в составлении большой сводки возможны упущения и неточности. Все указания на них будут приняты с благодарностью и учтены.

Вполне сознавая сложность составления работы с широким и целеустремленным освещением основ структурной геологии, мы считаем, что обсуждение поможет устранить многие из незамеченных нами недостатков.

Рукопись была прочитана полностью или частично Н. С. Шатским, П. Н. Кропоткиным, А. В. Хабаковым, Я. Б. Фридманом, Е. Н. Люстихом, В. В. Белоусовым, А. А. Богдановым, Г. П. Горшковым, П. Ф. Иванкиным, В. М. Сергиевским, которые сделали много ценных замечаний, большей частью ученых при окончательной редакции рукописи. Ряд советов по вопросам, рассматриваемым в книге, был получен от Е. П. Брунс, А. В. Пэка, В. М. Крейтера, В. П. Ренгартена, С. С. Шульца, М. В. Муратова, И. О. Брода, Б. П. Беликова и еще многих геологов.

Автор пользуется случаем высказать свою благодарность всем поименованным лицам, а также товарищам и сотрудникам по работе, способствовавшим устранению недостатков и появлению в свет этой книги.

## ГЛАВА ПЕРВАЯ

### ВВЕДЕНИЕ

#### СОДЕРЖАНИЕ ПРЕДМЕТА

Структурная геология изучает элементарные тектонические формы залегания, нарушения залегания пород в земной коре и генезис структурных форм. На этой основе структурная геология разрабатывает методы тектонического анализа.

Под термином структура<sup>1</sup> в структурной геологии в широком смысле слова понимается пространственное расположение горных пород и нарушения их залегания, возникшие главным образом в результате тектонических движений.

Структурная геология является составной частью геотектоники — более крупного отдела геологических дисциплин. Геотектоника<sup>2</sup> может быть определена как наука о деформациях земной коры, движениях и закономерностях развития движений, деформирующих земную кору.

Определение геотектоники как науки о структуре Земли в целом, даваемое некоторыми учеными, неприемлемо, так как геотектоника с имеющимися в ее распоряжении методами не может претендовать на разрешение вопросов о структуре Земли в целом. Изучение последней возможно только путем совокупного применения методов геофизики, геотектоники, астрофизики и атомной физики, причем ведущая роль в настоящее время, пожалуй, принадлежит геофизике. Конечно, ограничение предмета геотектоники не означает, что структура земной коры и законы ее развития могут изучаться оторванно от изучения структуры и законов развития материи Земли.

Изучение формы — морфологический анализ играет огромную роль во всех естественно-исторических науках. Невозможно правильно и глубоко вскрыть закономерности природных явлений и процессов и выявить их историю развития без изучения конкретных форм.

Структурная геология, рассматривающая формы залегания горных пород и генезис этих форм (деформации горных пород), представляет морфологическое направление в тектонической геологии. В структурной геологии разрабатываются многие методы тектонического анализа

<sup>1</sup> Структура — *structura* — латинское слово, означающее строение, расположение, порядок.

<sup>2</sup> Слово тектоника происходит от греческого *τεκτονικη* — строю.

(Шатский, 1947 а), находящие в наше время широкое применение в практической работе геолога.

Для структурной геологии характерно, что главное внимание эта наука уделяет вопросам морфологии и механизму образования элементарных структурных форм, изучая способы деформации горных пород и структурные результаты происшедших деформаций. При анализе генезиса геологических структур используются физические методы изучения деформации пород, рассматриваемые в теории упругости, теории пластичности и теории прочности. Это обстоятельство выделяет структурную геологию среди прочих разделов геотектоники.

Изучение морфологии, генезиса и истории развития огромных по своим размерам, сложных геологических сооружений континентов и океанов, а также выяснение происхождения и характера сил, вызывающих тектогенез, составляет предмет собственно геотектоники.

Само собой разумеется, что выделение структурной геологии из геотектоники на основании вышеприведенных признаков представляет искусственный прием, имеющий целью привлечь внимание к элементарным структурным формам и механизму их образования и вообще к механизму деформаций земной коры.

Структурная геология органически связана с геотектоникой. Глубокое изучение элементарных структур должно всегда производиться на базе геотектонических исследований и представлений, т. е. в тесной связи с изучением морфологии, истории формирования и законов развития структуры земной коры в целом и больших ее участков. Так же как и собственно геотектоника, структурная геология широко пользуется методом исторического анализа при выяснении закономерностей формирования структур. Органическая связь структурной геологии с геотектоникой видна во многих местах этой книги, и читатель не раз будет иметь возможность убедиться, что важнейшие вопросы структурной геологии разрешаются с общетеоретических позиций геотектоники.

#### МАСШТАБ (ПОРЯДОК) ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Главные элементарные структуры, которые изучаются в структурной геологии — слоистая, складчатая, трещинная и разрывная структуры. Главные элементарные структурные формы — слой, складчатая, трещины, разрывные нарушения со значительной амплитудой перемещения (сбросы, сдвиги, надвиги, покровы) и др. Они в свою очередь могут быть образованы структурными элементами меньших размеров или являются составными частями значительно более крупных структурных форм. Понятие о масштабе (порядке) структуры или структурной формы помогает разобраться во взаимных связях разных структурных элементов земной коры.

Тектоническими структурами самых высоких порядков (самой меньшей величины) являются многие петрографические структуры и текстуры. В петрографии структура определяется формой, пространственным размещением и взаимными отношениями породобразующих минералов горных пород. Еще несколько десятков лет назад структуры горных пород были объектом изучения петрографов и мало интересовали тектонистов. Однако оказалось, что петрографические структуры и текстуры очень часто хорошо отражают тектонические деформации горных пород. В связи с этим в настоящее время изучение микроструктур стало неотъемлемой областью интересов структурной геологии и выделилось в

специальный раздел, именуемый петротектоникой (или структурной петрологией).

Текстуры горных пород, характеризующие морфологические особенности, пространственное размещение и взаимные отношения агрегатов породообразующих минералов, также входят в круг объектов, изучаемых петротектоникой.

Структурные формы более крупного масштаба (более низкого порядка), представляющие элементарные структурные формы земной коры — слои, складки, трещины, разрывы, а также относящиеся в эту же группу магматические тела с их характерным строением и формами залегания в свою очередь входят составными элементами в еще более крупные структурные формы, образованные комплексами складок, систем трещин, систем разрывных нарушений и т. п.

Структурные формы самого большого масштаба характеризуют строение и взаимные отношения крупнейших элементов земной коры — горных цепей и депрессий, континентальных массивов и океанических впадин.

#### КИНЕМАТИЧЕСКОЕ И ДИНАМИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ПОНЯТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

В явлениях, приводящих к образованию тектонических структур, мы различаем две стороны:

1) движения, имеющие определенную направленность и отражающие кинематическую сторону процесса. Результатом этих движений являются деформации, т. е. изменения формы горных пород;

2) силы, действующие в определенном направлении, вызывающие движения и отражающие динамику процесса.

Наши представления о тектонических структурах и присущих им закономерностях были бы наиболее совершенными, если бы мы во всех случаях знали и кинематику и динамику явлений образования структур. К сожалению, в структурной геологии нам часто приходится довольствоваться выяснением кинематики тектонических явлений. Динамика остается неизвестной в связи с тем, что различные силы сплошь и рядом вызывают образование аналогичных тектонических структур. Мы же при геологических исследованиях обычно имеем возможность наблюдать только кинематические результаты, потому что силы, создавшие изучаемые структуры, давно уже перестали действовать.

Несмотря на ограниченность, кинематическая характеристика, как показывает практика, позволяет выяснять многие закономерности, присущие структурам земной коры. В этом большое значение изучения кинематики деформаций. В будущем, особенно по мере развития геотектонической теории, все чаще станет возможно определять и динамическую обстановку образования тектонических структур.

#### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Прежде чем приступить к изучению деформаций и образуемых ими элементарных структурных форм, а также к изучению методов их исследования, что и является предметом собственно структурной геологии, необходимо, хотя бы в общих чертах, познакомиться с теоретическими выводами геотектоники об основных структурных единицах земной коры и главных типах тектонических движений. Эти обобщения понадобятся

нам для лучшего понимания условий образования элементарных структурных форм.

Земная кора разнообразна по своим свойствам, характеру тектонических движений и тектонических структур. В ее составе принято выделять следующие основные структурные единицы.

**Платформы** — устойчивые, мало подвижные участки земной коры, основание которых сложено смятыми в складки глубокоразмытыми древними породами. Первозданные, докембрийские платформы, составляющие ядра материковых массивов, образованы сильно метаморфизованными породами при большом участии гранитоидных тел. Более молодая магматическая деятельность на докембрийских платформах представлена обычно спорадическими интрузиями небольших размеров и большими, иногда огромными эффузиями и силлами базальтовых пород.

Во многих случаях дислоцированные породы, составляющие нижний структурный этаж платформы, перекрыты чехлом пород, лежащих почти горизонтально. Эти отложения имеют разную мощность, от небольшой до 2500—4000 м и составляют верхний структурный этаж платформы.

**Геосинклинальные области** — вытянутые пояса земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность с перемещениями по вертикали, имеющими большую скорость и амплитуду (Архангельский, Шатский и другие, 1937; Архангельский, 1941). К этому надо добавить горизонтальные смещения, роль которых, видимо, недооценивается.

В процессе тектонических движений геосинклинальные области расчленяются на отдельные участки, вытянутые примерно вдоль их генерального простираения или под острыми углами к последнему. Каждый участок характеризуется движениями, развивающимися преимущественно в одном направлении. Эти различия в движениях отдельных участков приводят к распадению геосинклинальной области на ряд впадин (геосинклиналей, геосинклинальных или флишевых трогов) и относительных поднятий (геоантиклиналей) различного порядка.

Каждая геосинклинальная область или отдельные геосинклинали наиболее крупных порядков переживают период преимущественного накопления обломочных и вулканических продуктов в связи с преобладающей тенденцией к прогибанию в начальную стадию своего развития (Ог, 1900; Бечер, 1933; Архангельский и др., 1937 б). Таким образом, в геосинклиналях, на древних породах, составляющих фундамент или основание — нижний структурный этаж, отлагается мощная толща пород, которые образуют верхний структурный этаж. Одновременно в некоторых, наиболее приподнятых геоантиклиналях может происходить размыв древних тектонических сооружений нижнего структурного этажа.

В следующую стадию своего развития геосинклинальные области или отдельные геосинклинали наиболее крупных порядков испытывают сильнейшие тектонические деформации (горообразование) и внедрения больших масс кислых, гранитоидных интрузий.

Горообразование в геосинклиналях обычно сопровождается формированием краевых прогибов, развивающихся за счет прилегающих к геосинклинальной области платформ, а также межгорных прогибов, образующихся внутри геосинклинальной области. Краевые и межгорные прогибы заполняются мощными обломочными отложениями одновременно с происходящими горообразовательными движениями в геосинклиналях.

Горная складчатая область, образованная интенсивной тектонической деформацией, не сразу теряет свою подвижность и превращается в платформу. В следующую, длительную стадию относительного тектонического покоя, она, будучи выравнена процессами денудации, может испытать неглубокие погружения под уровень моря, в связи с чем на срезанных эрозией слоях древних пород откладываются осадки эпиконтинентальных морей, по большей части малой и средней мощности. В стадию наступающих затем новых крупнейших тектонических напряжений бывшая геосинклинальная область превращается в возрожденную подвижную зону, в которой опять возобновляется горообразование. Коренное различие между горообразованием в геосинклинальной области и горообразованием в возрожденной подвижной зоне определяется мощностью неметаморфизованных, малодиагенезированных молодых осадочных отложений. В первом случае мощность их составляет многие тысячи метров. Во втором случае мощность молодых осадочных свит измеряется сотнями, реже первыми тысячами метров, а метаморфизованные породы фундамента залегают около поверхности и участвуют в деформации как главный компонент, при ничтожной роли маломощных молодых пород.

Горные сооружения возрожденных подвижных зон могут быть в одних случаях незначительными, если подвижность зоны мала (современный Урал), в других же случаях они внешне, морфологически неотличимы от настоящих геосинклинальных горных сооружений и характеризуют высокую подвижность зон (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и т. д.). В стадию развития возрожденных подвижных зон магматические явления могут проявляться сравнительно интенсивно. Сошлемся, в качестве примера, на многочисленные третичные интрузии в Шотландии, в возрожденных горных сооружениях каледонской, грампанской геосинклинали.

**Океанические впадины** представляют третий тип основных структурных единиц земной коры (Бончковский, 1948; Кропоткин, 1953). Природа и строение их мало известны, и в структурной геологии нам не придется иметь с ними дело.

#### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Все основные типы тектонических структур земной коры обязаны своим образованием тектоническим движениям. Эти движения и их происхождение изучаются геотектоникой. Здесь же будут даны только предварительные сведения о них.

В течение долгого времени принято было разделять тектонические движения на эпейрогенические и орогенические<sup>1</sup>, т. е. образующие континенты и горообразующие.

**Эпейрогенические** движения представляют медленные, вековые поднятия или опускания земной коры в вертикальном направлении (Ломоносов, 1757, п. 10,86; Джильберт, 1890). Если амплитуда таких движений значительна, опускающиеся участки перекрываются морем, превращаясь в морское дно; наоборот, участки с восходящим движением, если оно достаточно велико, становятся сушей, поднимаясь над уровнем океана.

Многие геологи считают, что эпейрогенические движения имеют следующие отличительные черты: 1) они распространены на огромных пространствах земной поверхности, на платформах и в геосинклинальных областях, а также в океанических впадинах; 2) они не способны изменить тектоническую структуру земной коры.

**Орогенические** движения обладают следующими характерными чертами, отличающими их от эпейрогенических движений: 1) они приуро-

чены к узким поясам большой подвижности — геосинклинальным областям; 2) они вызывают складкообразование и разрывы земной коры, геоморфологическим выражением которых является рост горных цепей; 3) им свойственна резко выраженная прерывистость. Они проявляются только в некоторые исторические эпохи, знаменуя собой скачок в процессах развития материи внутренних частей Земли.

В последнее время многие геологи перестали разделять тектонические движения на эпейрогенические и орогенические. По их представлениям (Хаарман, 1930; Тетяев, 1934; 1941; Бемеллен, 1936; Хаин, 1938 а; Белоусов 1948; Муратов, 1949), главной ведущей формой тектонических движений являются колебательные движения, распространенные по всей поверхности Земли и проявляющиеся во все периоды ее развития.

Характер и интенсивность этих движений существенно изменяются, во-первых, во времени, во-вторых, в зависимости от того, развиваются ли они на платформах или в геосинклинальных областях и т. д. Иногда в геологической литературе можно встретить отождествление колебательных движений с эпейрогеническими, что не вносит ясности в рассматриваемый вопрос. Большинство вышеназванных геологов относит к колебательным и те движения, которые раньше считались орогеническими. В связи с развитием колебательных движений, по их представлениям, возникают складчатые, разрывные и магматические движения.

Рассматривая критически факты, относящиеся к вопросу о типах тектонических движений, нельзя не прийти к выводу, что оба широко принятых подразделения главных тектонических движений совершенно недостаточны, так как не отвечают действительному многообразию тектонических движений. Кроме того, в отношении термина колебательные движения надо сказать, что от него следует решительно отказаться также и по формальным причинам. Он неизбежно вызывает представления о таких закономерностях движений, какие связывают с колебательными движениями механики и физики и которые не соответствуют действительным закономерностям вертикальных перемещений земной коры. Столь же неудачен термин волновые движения.

Основываясь на большом накопившемся материале, отдадим себе отчет, хотя бы в сугубо предварительной форме, какие тектонические движения имеют самостоятельное значение и должны быть выделены как основные типы, обладающие достаточно отличающимся характером и закономерностями развития.

Сначала рассмотрим группу движений, сравнительно мало изменяющих тектоническую структуру земной коры, которые часто в целом именуют эпейрогеническими движениями. На громадных пространствах материков и в тех частях океанических впадин, где развиты островные дуги, широко распространены медленные, вековые, вертикально направленные тектонические движения, особенностью которых является устойчивость знака движения каждой данной зоны (пояса) или участка на протяжении длительных периодов истории развития земной коры, измеряемых в одних случаях периодами, в других целыми эрами (Г. Ф. Мирчинк, Н. С. Шатский, С. С. Соболев, С. С. Шульц, Дж. Умбров, Г. Хесс и многие другие). Закономерности и условия, а тем более причины ускорений, замедлений и перемены знака движения таких преимущественно опускающихся или преимущественно поднимающихся участков земной коры пока остаются очень мало исследованными. В связи с этим нельзя не заметить, что отнесение подобных движений к разряду колебательных сыграло самую отрицательную роль в изучении действи-

<sup>1</sup> От греческого ἤπειρος — континент и γένος — происхождение; ὄρος — гора.

тельных закономерностей движений, поскольку им совершенно неосновательно были приписаны свойства и закономерности неких колебательных движений, и тем самым было создано ложное представление об изученности вопроса.

У описываемого типа медленных, вековых движений, одна особенность проявляется безусловно отчетливо — это связь с горными сооружениями и впадинами геосинклинальных областей. Такие участки наследуют положительные или отрицательные направления движений в близком соответствии с характером движений, который был свойствен им в то время, когда они подвергались настоящим орогеническим деформациям. Большинство геологов не выделяет эти движения из эпейрогенических. В действительности такие тектонические движения являются постумными (наследующими более интенсивные раньше проявлявшиеся движения) и распространены чрезвычайно широко на платформах и возрожденных подвижных зонах. Обычная тесная связь их с орогеническими движениями дает достаточные основания предполагать, что причины, вызывающие те и другие — аналогичны, но интенсивность постумных движений резко пониженная по сравнению с орогеническими движениями.

Тектонические движения иного типа вызывают периодические региональные трансгрессии и регрессии морей в области материков и цоколей архипелагов островов и обуславливают высокое и низкое стояние материковых массивов относительно уровня мирового океана (Э. Ог, А. Д. Архангельский, Г. Штилле, В. Бечер, М. В. Муратов и многие другие). Только такие движения, в строгом смысле слова, можно именовать эпейрогеническими, но именно о них и о том, по каким законам они развиваются, известно меньше всего. Если судить по преакачагыльскому высокому положению Русской платформы, совпавшему с громадными верхнеплиоценовыми складкообразующими деформациями на Кавказе и Карпатах и других аналогичных фактах, собственно эпейрогенические движения также генетически связаны с орогеническими. Однако связь здесь довольно сложная, не прямая, потому что движения этого типа отчетливо накладываются как на положительные, так и на отрицательные постумные движения, не считаясь со знаком последних.

Специального рассмотрения заслуживают тектонические движения, формирующие террасовые уступы на континентах, и некоторые слоистые структуры в шельфовой части морей. Эти движения В. Е. Хаин (1939) называет осцилляциями и вслед за А. Грэбо и Дж. Умбровом. Однако почему их следует уподоблять осцилляциям, недостаточно ясно. Неизвестно также, представляют ли осцилляции самостоятельный тип движений или форму проявления собственно эпейрогенических движений.

Основываясь на данных Ш. Депере, Б. Л. Личкова, Г. Ф. Мирчинка, М. С. Швецова, Л. Н. Ботвинкиной, Н. Б. Вассоевича и многих других, достаточно отчетливо показавших независимость этих движений от постумных и широкое региональное их распространение, их следовало бы выделять в особый тип движений, которые, может быть, следует назвать террасообразующими, или слоеобразующими.

Итак, в составе так называемых колебательных (или — если применять другую терминологию — эпейрогенических) движений распознаются явно различные по характеру и закономерностям развития тектонические движения.

Необходимо отметить, что без достаточных оснований к колебательным движениям относятся также поднятия горных сооружений и опускания предгорных и межгорных впадин. Хотя нельзя отрицать, что

собственно эпейрогенические, в вышеописанном ограниченном смысле слова, а также террасо-слоеобразующие движения, по всем данным, захватывают не только платформенные, но и геосинклинальные области, однако эти движения только накладываются на независимые орогенические движения геосинклинальных областей.

Рассмотрим теперь орогенические движения. Самостоятельность и особые закономерности орогенических движений лучше всего выражаются отчетливой линейностью складчатых комплексов, которая отражает их связь с глубинными разломами. Понятие о глубинных разломах особенно успешно разработано советскими геологами (В. А. Николаев, А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, А. В. Пейве, П. Н. Кропоткин и другие). Громадный материал накопился в последнее время о большой роли горизонтальных перемещений вдоль поясов глубинных разломов (В. Бечер, В. А. Николаев, Е. А. Кузнецов, В. В. Галицкий, В. Н. Огнев, П. Ф. Иванкин, А. Джоллифе, М. Хилл, Т. Дэйбли, Г. Веллман и многие другие).

В свете этих данных вряд ли способствуют дальнейшему изучению тектонических движений крайние взгляды, выражающиеся в том, что колебательные движения считаются главными, если не единственными, первичными движениями земной коры, определяющими основные черты ее тектонического строения, в том числе в наиболее подвижных поясах земной коры.

Достаточно проанализировать распространение глубинных разломов на карте мира, чтобы понять, какое большое значение в процессах формирования тектонической структуры земной коры имеют движения по разломам глубокого заложения, незаслуженно игнорируемые геологами, сводящими все тектонические движения к колебательным. Отмечается кулисное расположение большинства тектонических структур первых порядков по отношению к поясам глубинных разломов и другие многочисленные данные, указывающие на значительные горизонтальные составляющие тектонических движений. Наблюдается зональное, поясное расположение разновозрастных магматических интрузий и металлогенических поясов, отчетливо приурочивающихся к широким полосам глубинных разломов.

Таким образом, не только теоретические, но и важные практические задачи прогноза территориального размещения различных полезных ископаемых решительно требуют установления действительных соотношений между вертикальными и горизонтальными тектоническими движениями разного происхождения и движениями по глубинным разломам. Конечно, в связи с этим нельзя впадать и в другую крайность, и все существенные движения земной коры связывать с глубинными разломами.

Орогенические движения, включающие изгибания земной коры больших радиусов (складки коры), образование геосинклинальной складчатости и движения по взбросам и взбросо-надвигам, сопровождающие образование горных поднятий и опускание межгорных и предгорных депрессий, тесно связаны с общим поднятием вещества вверх в поясах глубинных разломов (А. Гейм, В. Бечер, П. Н. Кропоткин и многие другие). Закономерности этих движений определенно отличаются от закономерностей собственно эпейрогенических и террасо-слоеобразующих движений.

В связи с этим необходимо отметить, что многие геологи относят к эпейрогеническим горообразовательные движения, создавшие современные горные системы Тянь-Шаня, Горного Алтая, Саян и т. д. Как известно, в этих системах деформация горных пород представлена не складчатостью, а изогнутием больших сводов и движениями больших масс по взбросам. Если принять это представление, неизбежно пришлось бы прийти к выводу, что только складкообразование не относят к эпейрогенезу.

Однако, учитывая закономерности деформации горных пород освещенные ниже, во II главе, нельзя стать на эту точку зрения. Геосинклинальная складчатость как проявление пластической деформации есть только одна из разновидностей деформации горных пород, причем пород сравнительно мягких, податливых. Если же вместо мало-метаморфизованных пород деформации подвергаются породы значительно уплотненные и уже однажды испытывавшие складчатость, дальнейшая их деформация будет происходить иначе — с ивогнутием больших сводов, с разрывами и движениями по разрывам. Значит, неправильно отрывать одни виды деформации горных пород от других только на основании одного признака — типа деформации. Есть много данных, которые рассматриваются в геотектонике, определенно указывающих на то, что горообразовательные движения, вроде тех, которые в конце третичного и в четвертичное время происходили в Тянь-Шане, и горообразовательные движения, создавшие интенсивную складчатость геосинклинального типа, например, на Кавказе в верхнетретичное время, вызваны совершенно аналогичными тектоническими силами и в равной степени должны быть отнесены к орогеническим.

Кроме рассмотренных главных типов вертикально и тангенциально направленных тектонических движений, которые неправильно, искусственно объединяются в двух типах движений — эпейрогенических и орогенических движениях, или, еще того хуже, относились к колебательным движениям, имеется еще один важный тип тектонических движений.

В последние годы было подтверждено глубоким бурением широчайшее распространение больших опусканий земной коры по системам крутых и сравнительно пологих ( $60-65^\circ$ ) нормальных сбросов. Эти движения не имеют наименования и их следовало бы назвать *наложенными* по причинам, изложенным ниже.

Глубокое бурение, осуществляемое в поисках нефти, предоставило документальные доказательства формирования опусканий по нормальным сбросам в условиях значительного, измеряемого многими километрами, растяжения земной коры. В категорию таких тектонических структур попадают «наложенные мульды» Шатского и грабены типа Байкала, Верхнего Рейна и рифтов Восточной Африки. Вероятно, сюда же должны быть отнесены впадины типа Средиземного, Черного и Каспийского морей, Мексиканского залива и т. п.

Анализ морфологии и истории формирования впадин, ограниченных большими нормальными сбросами, показывает их независимость по отношению к тектоническим структурам (поднятиями и депрессиями), формирующимся в условиях бокового сжатия при орогенических движениях. Эти последние структурные формы характеризуются развитием взбросов, по которым происходит сокращение земной коры, измеряемое многими километрами и даже десятками километров. Таковы Ферганская, Нарынская и многие другие межгорные депрессии в Тянь-Шане, предгорные впадины Северного Кавказа и тому подобные структуры.

Образование впадин в условиях растяжения земной коры не может быть отнесено ни к эпейрогеническим, ни к орогеническим движениям. Движения земной коры в условиях растяжения имеют закономерности развития, присущие только им, поэтому они должны быть выделены и изучаться как самостоятельный тип тектонических движений.

Любопытно, что при всей своей независимости от других типов движений, наложенные движения развиваются особенно интенсивно в районах, испытавших незадолго до того сильнейшие орогенические деформации. Наложённые движения, однако, имеют *локальный* характер, потому что депрессии, вызванные ими, развиваются рядом с поднятиями, продолжающими свое формирование в связи с орогенезом.

Коренное, принципиальное отличие наложенных тектонических движений от орогенических подчеркивается также отсутствием связи между наложенными движениями и глубокофокусными землетрясениями. Известно, что гигантская цепь наложенных структурных форм, представл-

ная грабенами Восточной Африки, Красного моря и Палестины, не сопровождается глубокофокусными землетрясениями, равно как и Байкальско-Косогольские грабены (Б. Гутенберг и К. Рихтер).

Сделанный краткий обзор показывает, насколько сложен и неразработан вопрос о главных типах тектонических движений. По мере накопления фактов становится все более очевидным многообразие тектонических движений, и в свете этого многообразия становится очевидной неудовлетворительность всяких попыток изучать современные и древние тектонические движения в целом, без подразделения на генетические типы.

Создание рациональной классификации важнейших типов тектонических движений для целей разработки геологической теории и практики является насущной задачей сегодняшнего дня советских геологов.

### СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ДИСЦИПЛИНАМИ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурная геология связана с многочисленными ветвями геологических знаний, развивается вместе с ними и отвечает на многие теоретические и практические вопросы этих наук.

**Геологическое картирование**, имеющее целью всестороннее изучение геологического строения земной коры, распространения и условий залегания в ней полезных ископаемых, в настоящее время немыслимо без изучения тектонической структуры картируемых площадей. Геологические карты без структурных элементов характеризуют всего лишь распространение различных пород на поверхности заснятого участка. Только в соединении с исследованиями тектонических структур геологическое картирование позволяет: а) осуществить прогноз условий залегания горных пород на глубине и на закрытых молодыми отложениями участках; б) на этой основе правильно расшифровать стратиграфию участка; в) установить историю тектонических движений и формирования изученного участка; г) выяснить условия залегания месторождений полезных ископаемых, а иногда существенные черты их распределения и генезиса, поскольку весьма часто образование месторождений связано с определенными тектоническими структурами.

**Геоморфология** непосредственно связана с геотектоникой и структурной геологией. Образование рельефа земной поверхности определяется взаимодействием тектонических движений коры Земли и экзогенных процессов. Так как тектоническое строение земной коры непосредственно влияет на характер и направление денудации, при геоморфологических исследованиях широко используются данные структурной геологии.

**Стратиграфия и учение о фациях.** Стратиграфы и литологи свои важнейшие выводы о процессах образования осадков связывают с тем основным положением, что осадконакопление в значительной мере является функцией тектонических движений областей размыва и дна бассейнов, где отлагаются осадки. Не принимая во внимание закономерностей, свойственных тектоническим движениям, нельзя дать правильной картины географического распределения и исторической последовательности образования осадков различного состава и фаций.

**Петрография** непосредственно связана с учением о тектоническом строении и движениях земной коры. Возникновение расплавленных масс, повидимому, обусловлено тектоническими движениями некоторых типов. Кроме того, сами магматические породы, обладая определенными



формами залегания, составляют один из элементов структуры земной коры и в качестве такового являются объектом изучения, с одной стороны, структурной геологии и, с другой стороны, самой петрографии.

**Учение о месторождениях полезных ископаемых** получает многие важнейшие свои выводы на основе геотектонических данных, в том числе данных структурной геологии, поскольку тектонические нарушения являются главными каналами, подводящими многие рудоносные растворы (или магмы, с которыми связано образование ряда полезных ископаемых) из глубоких зон в верхние области земной коры. С другой стороны, одним из главнейших факторов локализации рудных тел являются тектонические структуры, которые становятся вмещителями оруденения. Не меньшее значение имеет изучение структур земной коры при поисках и разведке каменноугольных, нефтяных и газовых месторождений. Месторождения каменных углей во многих бассейнах тектонически деформированы. Пласты каменного угля смяты в складки, нарушены сбросами и рациональная разведка их, так же как и эксплуатация, возможны только при тщательном изучении тектонических структур. Размещение месторождений нефти и натурального газа, во-первых, иногда зависит от положения разрывов и нарушенных зон, служивших путями для перемещения углеводородов с больших глубин и накопления их в верхних частях земной коры. Во-вторых, большинство нефтяных и газовых месторождений приурочивается к благоприятным тектоническим структурам. Особенно часто такими структурами являются купола антиклинальных складок.

Таким образом, на основе данных структурной геологии возможен прогноз размещения в земной коре и формы тел многих месторождений полезных ископаемых, и в этом заключается большое практическое значение структурной геологии.

**Поисково-разведочное и горное дело** постоянно пользуется данными структурной геологии, поскольку форма минеральных тел и ее нарушения непосредственно связаны с тектоническими явлениями. Заложение разведочных выработок, буровых скважин, система эксплуатации месторождения во многом определяются представлениями о тектонической структуре месторождения.

**Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования** прочно связаны со структурной геологией. Положение водоносных и водоупорных горизонтов, движение грунтовых вод по системам больших сбросов и в трещинах коренных пород — все эти данные гидрогеологи получают при структурно-геологическом изучении. Для инженерно-геологических целей, кроме важнейших данных о формах залегания пород в земной коре, очень большое значение имеют доставляемые структурной геологией сведения о трещиноватости горных пород.

\* \* \* \* \*

Произведенный краткий обзор показывает, насколько многообразны связи структурной геологии с другими отраслями геологических знаний. Все геологические дисциплины широко пользуются ее выводами и, с другой стороны, сами в свою очередь влияют на тектонические обобщения. В тесной взаимосвязи геотектоники и структурной геологии почти со всеми отраслями геологических знаний заключается их огромное значение; очевидно, что в настоящее время без глубоких познаний в области геотектоники и структурной геологии невозможно обойтись при решении большинства вопросов теории и практики геологии.



## ГЛАВА ВТОРАЯ

### ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

#### ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Деформацией называется изменение взаимного распределения частиц, составляющих тело, следствием чего может явиться изменение его формы. Деформация может происходить без существенного изменения объема и со значительным изменением объема деформируемого тела.

Деформация может быть вызвана внешними механическими силами, приложенными к телу, а также другими факторами, например, изменением температуры, фазовыми превращениями, с которыми связаны изменения объема, намагничиванием (магнито-стрикционный эффект) или появлением электрического заряда (пьезо-электрический эффект). Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости. Величина силы упругости, приходящаяся на единицу площади поперечного сечения и характеризующая интенсивность сил упругости, называется **напряжением**.

В геологических работах иногда внешние силы неправильно называются **стрессами**. Этот термин в физике, математике и инженерных дисциплинах употребляется как синоним русского слова **напряжение**, и, следовательно, неточное применение термина «стресс» в геологии следует прекратить. А. В. Пэк (1939) отмечает, что часто неправильно используется также термин **давление**, которому некоторые геологи придают значение силы, способной деформировать горные породы. Например, можно встретить такие выражения: «складчатость, вызванная тектоническим давлением, действовавшим с юга». Давление есть сила, действующая на единицу площади, причем ей противодействует сила упругости, равновеликая и направленная противоположно. Давление также представляет напряжение, уравновешенное внутренними силами упругости тела, к которому это давление приложено и поэтому не может вызывать интересующих геолога деформаций. Только внешняя сила, превышающая внутренние силы упругости тел, производит необратимые изменения их формы, и потому не следует употреблять выражение **давление**, когда мы описываем или анализируем деформацию горных пород.

#### ВИДЫ ДЕФОРМАЦИЙ

##### ДЕФОРМАЦИИ УПРУГИЕ, ПЛАСТИЧЕСКИЕ И РАЗРЫВНЫЕ

Деформация называется **упругой**, если она исчезает по мере удаления вызвавших ее сил (напряжений). Величина упругой деформации прямо пропорциональна величине вызвавших ее напряжений и в общем

случае не зависит от времени приложения сил (напряжений) к деформируемому телу.

Закон Гука, утверждающий существование прямой пропорциональности между напряжениями и упругими деформациями, в простейшей форме, для одноосного растяжения, выражается так:

$$\sigma = E \cdot \varepsilon,$$

где  $\sigma$  — напряжение,  $\varepsilon$  — относительное удлинение и  $E$  — постоянный для данного материала коэффициент пропорциональности — модуль упругости первого рода.

Пластической деформацией называют остающуюся после прекращения действия (снятия) сил деформацию, происходящую без существенного разрушения материала (табл. I, I). Эта необратимая деформация пропорциональна не только вызвавшим ее силам, но также пропорциональна длительности приложения этих сил (см. дальше — ползучесть). Последнее обстоятельство имеет огромное значение для правильного понимания условий происхождения и развития деформаций в земной коре, где мы постоянно сталкиваемся с деформациями, образованными чрезвычайно длительно действующими тектоническими силами.

Процесс упругой и пластической деформации по мере своего развития, в связи с увеличением действующих сил, или при пластической деформации, в связи с продолжительностью их действия, приводит к существенному разрушению материала.

Разрушение материала представляет вид деформации, изучение которого особенно важно для геологов, потому что им постоянно приходится иметь дело с более или менее разрушенными (трещиноватыми) горными породами (табл. I, 2).

Мы будем именовать деформации этого вида разрывными деформациями. Некоторые исследователи те же деформации называют хрупкими. Однако последний термин непригоден для обобщающей характеристики разрывных деформаций, поскольку разрушение материала обычно происходит также в связи с пластическими деформациями.

### Гистерезис

Три вида деформаций, рассмотренные нами, не встречаются в природе совершенно самостоятельно. В действительности деформации почти всегда имеют смешанный характер и могут быть представлены как совокупность накладывающихся друг на друга двух или даже трех видов деформаций. В этом легко убедиться по широко распространенному явлению гистерезиса<sup>1</sup>.

Если отложить на оси ординат величину силы, деформирующей тело, а на оси абсцисс величину деформации (например, приращение длины растягиваемого бруска), то оказывается, что кривая, отражающая зависимость между силой и деформацией при нарастании силы (нагружение), не совпадает с кривой, построенной для характеристики деформации того же тела при уменьшении силы (разгружение). Обе кривые образуют некоторую петлю. При следующем опыте с этим же телом, несмотря на сохранение всех условий предыдущего опыта, мы получим петлю, не совпадающую с первой (рис. II-1).

<sup>1</sup> Гистерезисом (по-гречески «отставание») в механике твердых тел называют несовпадение кривых нагружения и разгружения деформируемого тела.

Образование петель гистерезиса связано с появлением в деформируемом теле остаточных, необратимых деформаций, пластических или разрывных, в связи с чем тело, или его отдельные элементы, при снятии деформирующих сил не полностью возвращается к первоначальной форме. Петля гистерезиса ограничивает некоторую площадь, величина которой есть мера работы, затраченной на необратимую деформацию. Таким образом, пластические и разрывные деформации требуют необратимой затраты кинетической энергии, которая расходуется на необратимые перемещения частиц деформируемого тела.

Рассмотренные явления гистерезиса свидетельствуют о комплексности деформаций. В общем случае разрушения материала, как указывает Я. Б. Фридман (1943), деформация состоит из трех последовательно идущих и взаимно накладывающихся процессов: а) упругой деформации —  $У$ , б) пластической деформации —  $П$ , в) разрушения (разделения материала) —  $Р$ .

Условия перехода от одной стадии деформации к другой, что сопровождается изменением вида деформации, условия наступления пластической деформации ( $У \rightarrow П$ ) и условия наступления разрушения:  $П \rightarrow Р$  для вязкого разрушения и  $У \rightarrow Р$  для хрупкого разрушения рассматриваются теориями прочности, которые будут освещены ниже.

Состояния материала при переходах  $У \rightarrow П$ ,  $П \rightarrow Р$  и  $У \rightarrow Р$  называют критическими или предельными: им соответствуют перегибы или характерные точки на кривых деформации. Различные теории этих предельных состояний и есть теории прочности.

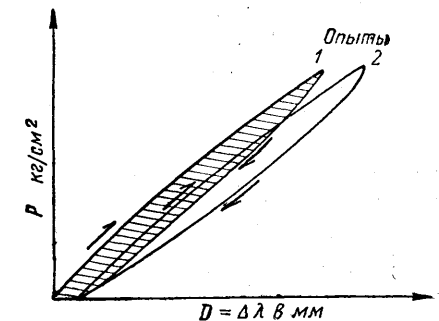


Рис. II-1. Гистерезис. Устанавливается по диаграмме растяжения образца силой  $P$ , приложенной и снятой несколько раз. Заштрихована петля гистерезиса, полученная при первом приложении и последующем снятии силы  $P$

### ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ЯВЛЕНИЙ ДЕФОРМАЦИИ

Частицы, составляющие твердые (кристаллические) тела, находятся в тепловом движении, в связи с чем они совершают колебания вокруг некоторых положений равновесий (центров тяжести). Центры тяжести образуют в пространстве правильную систему точек — кристаллическую решетку.

Каждая кристаллическая решетка обладает определенной потенциальной энергией, которая может быть выражена следующим приближенным уравнением:

$$E = -\frac{A}{r^m} + \frac{B}{r^n},$$

где  $r$  — расстояние между центрами тяжести частиц;  $A$  и  $B$  — константы Маделунга, зависящие от химического состава вещества и температуры;  $m$  и  $n$  — величины, определяющиеся характером решетки.

<sup>1</sup> Условия перехода  $У \rightarrow П$  детально изучены, особенно в работах советских исследователей Н. Н. Давиденкова (1938), И. Н. Миролубова (1938) и И. А. Одиного (1938).

Первая производная уравнения потенциальной энергии:

$$\frac{dE}{dr} = \frac{Am}{r^{m+1}} - \frac{Bn}{r^{n+1}}$$

характеризует величину равнодействующей межатомных или межмолекулярных сил притяжения и отталкивания в данной кристаллической решетке. Когда  $\frac{dE}{dr} = 0$ , равнодействующая сил, проявляющихся между частицами, также равна нулю, потенциальная энергия решетки минимальна, частицы тела находятся в равновесии и расстояния между ними для данного вещества, при данной температуре представляют определенную величину, являющуюся параметром решетки.

Всякое изменение расстояний между частицами сравнительно с нормальными для данной решетки вызывает увеличение запаса потенциальной энергии и возникновение соответствующих напряжений. Без изменения расстояний между частицами напряжения в теле получены быть не могут. Для геологов важно подчеркнуть, что не только внешнее воздействие, но и любой физический или химический процесс, происходящий в горных породах, вызывает напряжения, если он связан с изменением межатомных или межмолекулярных расстояний. Повышение температуры, фазовые превращения, диффузия и рекристаллизация при процессах метаморфизма, — все эти явления сопровождаются возникновением напряжений в породах, где они происходят. В связи с этим тектонические силы в земной коре могут иметь своей первопричиной не только внешние воздействия, вызванные, как представляется, изменениями состояния и объема вещества в глубоких зонах Земли. Такого же рода превращения могут быть вызваны физико-химическими процессами развития вещества в самой земной коре.

#### МЕХАНИЗМ УПРУГОЙ И ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Рассмотрим физический механизм явлений деформации, учитывая, что потенциальная энергия кристаллической решетки есть функция расстояния между центрами тяжести тепловых колебаний частиц, составляющих решетку (Йоффе, 1929). При упругой деформации происходит сравнительно незначительное смещение центров тяжести колебаний частиц с мест устойчивого равновесия.

Очевидно, это состояние вынужденное, в теле возникают напряжения, но при снятии силы частицы снова займут прежние места, что характерно для упругой деформации (рис. II-2 а).

При пластической деформации кристаллов в ее результативной форме напряжения отсутствуют, потому что частицы перемещаются на полную величину расстояния между центрами тяжести тепловых колебаний частиц кристаллической решетки и, таким образом, снова оказываются в положении устойчивого равновесия. Простейшим способом пластической деформации в кристаллическом веществе является трансляция, т. е. скольжение одного слоя кристаллической решетки относительно другого (рис. II-2 б) <sup>1</sup>.

Как видно из чертежа, когда скольжение произошло на длину, кратную расстоянию между центрами тяжести частиц  $r$ , кристаллическая решетка оказывается в новом положении устойчивого равновесия. Однако деформация ее неизбежно должна пройти стадию нарушения

<sup>1</sup> См. примечание [1], помещенное в конце книги.

равновесия, т. е. пластическая деформация осуществляется в результате упругой деформации. Процесс выведения частиц из состояния равновесия и нахождения ими нового состояния равновесия будет повторяться пока осуществляется трансляция, следовательно, пока происходит пластическая деформация, будет происходить и упругая деформация.

Описанное явление трансляции в таком «чистом» виде имеет место только при очень малых пластических деформациях. Увеличение пластической деформации очень быстро приводит к искривлению решеток

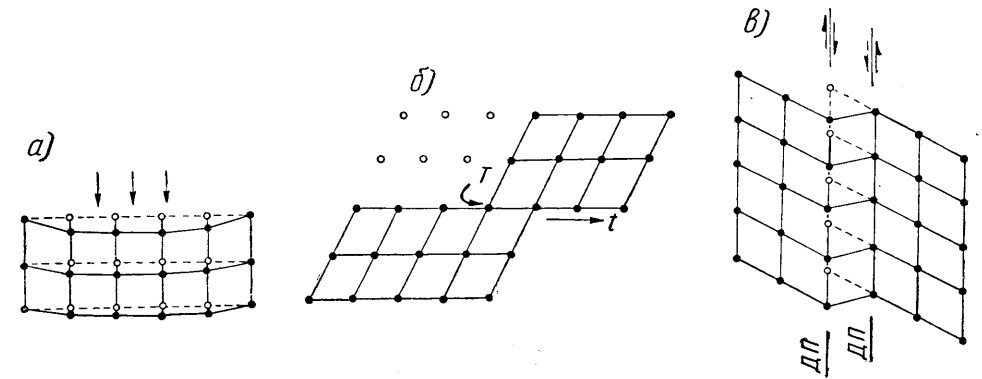


Рис. II-2. Схемы различных видов деформации

а) упругая деформация кубической кристаллической решетки; б) трансляционное скольжение в ромбоэдрической решетке.  $T$  — след плоскости трансляции,  $t$  — направление трансляции, не обязательно совпадающее с плоскостью чертежа; в) двойниковое скольжение в ромбоэдрической решетке. ДП — след двойниковой плоскости. Стрелками показан характер движения при двойниковании

транслирующихся кристаллов, частичному разрушению решеток вдоль плоскостей концентрации движения и т. д.

При трансляции в некоторых случаях в кристаллических зернах происходит образование двойников. Механическое двойникование представляет тип трансляции, при которой амплитуда смещения слоев кристаллической решетки изменяется в соответствии с законом симметрии. В двойникованных кристаллах строение каждой последующей пачки слоев решетки представляет зеркальное отражение предыдущей пачки слоев (рис. II-2 в).

#### Ползучесть и релаксация

Эти виды деформации относятся к явлениям последействия, при которых деформация происходит не сразу, а в течение некоторого промежутка времени. На рис. II-3 дано диаграмматическое изображение явлений последействия в такой форме, как их принято изучать при экспериментах. В первом случае (а) поддерживают нагрузку постоянной, причем деформация продолжается в течение некоторого времени (явление ползучести). Во втором случае (б), поддерживая постоянной величину деформации, наблюдают уменьшение напряжений, необходимых для того, чтобы сохранять достигнутые размеры деформации (явление релаксации). Оба явления по существу отражают один процесс, который заключается в постепенном уменьшении интенсивности внутренних сил упругости, возникших в теле при приложении нагрузки, в связи с развитием пластических деформаций, которое происходит достаточно медленно.

Подвергая тело воздействию внешних сил, мы смещаем его частицы с мест устойчивого равновесия и вызываем внутри тела искажения. С течением времени тепловые движения частиц, изредка значительно

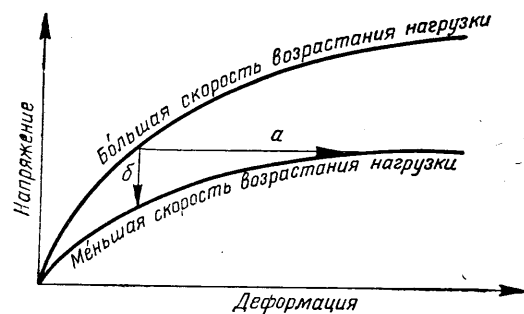


Рис. II-3. Схема явлений ползучести а) и релаксации б) по Я. Б. Фридману

выходящие за пределы средней амплитуды тепловых колебаний, приведут к тому, что частицы постепенно будут находить новые устойчивые положения, и постепенно возникшие в результате искажений напряжения будут уничтожаться. Нахождение частицами новых мест устойчивого равновесия есть не что иное, как пластическая деформация, проявляющаяся в очень малых размерах. При очень длительном приложении сил непрерывно осуществляющиеся явления релаксации и ползучести приводят к суммированию ничтожно малых пластических деформаций и в конце концов пластическая деформация может достигнуть больших размеров. Явления релаксации и ползучести имеют огромное значение в развитии деформации горных пород, составляющих земную кору, о чем подробнее будет сказано ниже.

### Явления упрочнения при пластической деформации

Обычно в первой стадии развития пластической деформации наблюдается значительное увеличение прочности деформируемого вещества. Одной из возможных причин упрочнения является изгиб кристаллических решеток. При пластической деформации (трансляции) кристаллических решеток (рис. II-4) эти последние не будут изгибаться по мере деформации только в том случае, если концы смещающихся кристаллических зерен свободны. Так как практически кристаллические зерна при деформации зажаты среди других кристаллических зерен, трансляция всегда будет сопровождаться большим или меньшим изгибанием плоскостей кристаллических решеток. Это отражается и на рентгенограммах. Рентгенограммы Лауэ недеформированных кристаллов представлены центральным пятном с рассеянными вокруг него пятнами меньшего размера (рис. II-5 а). Рентгенограммы деформированных кристаллов характеризуются астеризмом — вытягиванием интерференционных пятен (рис. II-5 б). Некоторые исследователи момент появления астеризма принимают за начало пластической деформации, но, по С. И. Губкину (1947), трансляция без существенного искривления появляется задолго

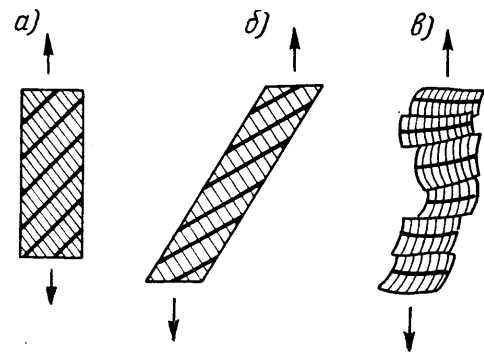


Рис. II-4. Схема деформации кристалла цинка

а) исходный образец; б) деформация кристалла со свободными концами; в) деформация того же кристалла с жестко закрепленными концами

до появления астеризма. С другой стороны, С. Конобеевский и И. Мирер (1932) определенно установили, что астеризм у кристаллов каменной соли и гипса происходит вследствие упругого изгиба решетки.

Для объяснения упрочнения была предложена и другая гипотеза, согласно которой в плоскостях скольжения появляются весьма мелкие кристаллические осколки (Иоффе, 1929). Деформация кристаллической решетки вдоль плоскостей скольжения при этом затрудняется, поскольку

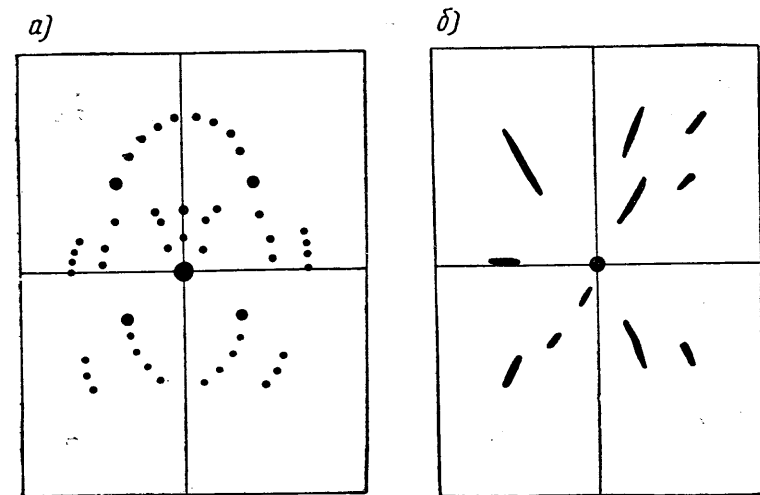


Рис. II-5. Лауэграммы кристалла алюминия

а) недеформированного; б) деформированного. Видна вытянутость интерференционных пятен (астеризм)

кристаллические осколки препятствуют дальнейшему развитию скольжения.

По прошествии некоторого времени упрочненный материал вновь приобретает прежние свойства. Произошел отдых материала. Повышение температуры очень ускоряет этот процесс. Причины отдыха материала, вероятно, связаны с явлениями релаксации. Частицы на искривленных поверхностях решеток и отчасти в кристаллических осколках с течением времени перераспределяются, вновь возвращаясь в положение устойчивого равновесия, и, таким образом, материал приобретает свои первоначальные механические свойства.

Важная сводка данных по упрочнению и отдыху материала и, в связи с этими явлениями, о роли скорости деформации принадлежит В. Д. Кузнецову. По мнению этого исследователя, механические свойства материалов в значительной мере являются результатом двух одновременно протекающих процессов: упрочнения и отдыха (1949, стр. 391). Отсюда вытекает вывод о громадном влиянии скорости деформации на механические свойства материалов, который особенно интересен для геологов.

### ПРОЧИЕ СПОСОБЫ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Физики часто ограничивают явления пластической деформации двумя описанными способами, но геологам и металлургам приходится иметь дело практически еще с двумя или тремя способами деформации

тел, без разрыва сплошности и с перманентным снятием напряженного состояния, т. е. очень близкими к типичным пластическим деформациям.

Деформация может осуществляться путем вращения зерен, составляющих тело (межзеренная пластическая деформация в отличие от межатомной или межмолекулярной пластической деформации, представленной трансляцией и двойникованием).

Деформация может осуществляться также путем массового новообразования минералов в теле, подвергнутом воздействию внешних сил. Повидимому, механизм такой деформации, очень сложный и всегда комплексный, имеет в своей основе явление, близкое к трансляции, но только много более крупноразмерное, так называемое ламинарное скольжение, которое описывается ниже. Вдоль плоскостей ламинарного скольжения в породе развиваются новые минералы, часто имеющие пластинчатую или таблитчатую форму. Другим типом новообразования минералов является грануляция — распадение крупных кристаллов (например, кварца) на агрегат более мелких кристаллов, часто приобретающих при этом закономерную ориентировку.

Пластическая деформация горных пород по своим результатам часто может рассматриваться как течение материала в твердом состоянии. В связи с этим весьма интересны для геологов теоретические работы советского ученого Я. И. Френкеля (1945), которые много способствовали развитию и углублению представлений о близости и непрерывных переходах между твердым и жидким состоянием (см. также Фридман, 1943). Я. И. Френкель развивает представления об отсутствии резкой границы между твердым и жидким состояниями. Свойства твердых и жидких тел изменяются непрерывно и между ними в определенных пределах нет принципиальных различий. Он рассматривает твердость жидкости, хрупкость жидкости, прочность жидкости на разрыв и т. д.

Есть также исследователи, которые считают, что течение в твердых материалах осуществляется путем транспортировки при фазовых превращениях твердого вещества в жидкое, жидкого в твердое или твердого в раствор, раствора в твердое вещество. Эти представления могут быть особенно справедливы для условий высокого гидростатического давления, которые широко распространены в глубоких частях земной коры (Горансон, 1940).

Важные данные о пластических деформациях горных пород могут быть получены также из реологии — науки о течении веществ (Рейнер, 1947; Безухов, 1950).

#### МЕХАНИЗМ РАЗРЫВНОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Разрывная деформация по необходимости тоже осуществляется через посредство упругой и также пластической деформации. При разрывной деформации происходит полное нарушение межатомных или межмолекулярных связей (сцепления) с разрушением кристаллической решетки вдоль определенных поверхностей (трещин). Современные теории прочности допускают разрушение материалов разными способами. Наиболее простой способ заключается в отрывании одной части деформируемого образца от другой вдоль трещины отрыва (рис. II-6).

Труднее представить механизм образования трещины скалывания, разрушающих материал вдоль плоскостей скольжения. Если бы скалывание происходило только путем трансляции в монокристалле, то, очевидно, оно долгое время (до существенного изменения формы

деформируемого тела) не могло бы привести к какому-либо нарушению прочности материала, но практически скалывание происходит иначе. Следы скольжения, которые мы, например, имеем возможность наблюдать под микроскопом, отнюдь не соответствуют единичным плоскостям пространственных решеток вещества, а представляют зоны скольжения, имеющие определенную толщину (рис. II-7).

Выше мы указывали на неизбежное искривление решеток кристаллов, как только пластическая деформация перестает быть очень малой. А. Ф. Иоффе предполагает возможность полного разрушения кристаллической решетки внутри пачки скольжения и изменение состояния атомов.

Г. Тамман указывает, что в пачке скольжения атомы обладают повышенным термодинамическим потенциалом. Ряд исследователей высказывает гипотезы об особых условиях механизма ламинарного скольжения при деформации материалов. А. В. Степанов предполагает повышение температуры в веществе, прилегающем к плоскости скольжения, в связи с чем нарушается упорядоченное расположение атомов и их состояние становится подобным состоянию атомов расплава. Для геологов, занимающихся вопросами новообразования минералов при динамометаморфизме, эти соображения представляют большой интерес. По подсчетам А. В. Степанова, количество тепловой энергии, выделяющейся в каждой пачке плоскостей скольжения, например, для каменной соли, составляет  $10^{-6}$  кал. Локализуясь в узкой зоне сдвига (толщиной  $10^{-6}$  мм), это тепло может повысить температуру до  $2500^{\circ}$ . Аналогичная гипотеза развивается Е. Ф. Бахметьевым (1933, стр. 117).

Так или иначе, пачки плоскостей скольжения расчленяют первоначально монолитное тело грубо параллельными макроповерхностями на ряд пластин, а отсюда один шаг до образования системы параллельных трещин скалывания.

Соответственно с описанными способами разрушения материалов необходимо различать два типа трещин — трещины отрыва (растяжения) и трещины скалывания. Морфология их обычно довольно характерна.

Трещины отрыва редко бывают прямолинейны, особенно в деталях, в пределах небольших участков; стенки их обычно неровные, рваные; очень типична большая зависимость этих трещин от физико-механических свойств расчленяемых ими пород. Трещины отрыва обычно огибают более прочные участки (например, крепкие гальки в конгломератах),

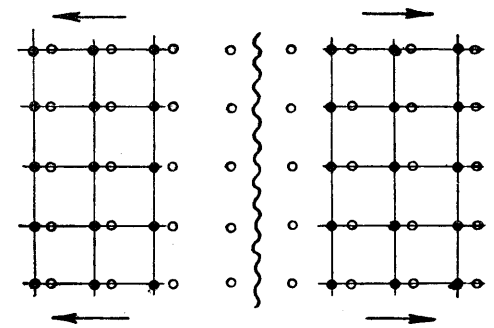


Рис. II-6. Схема разрывной деформации (отрыв) кристаллической решетки

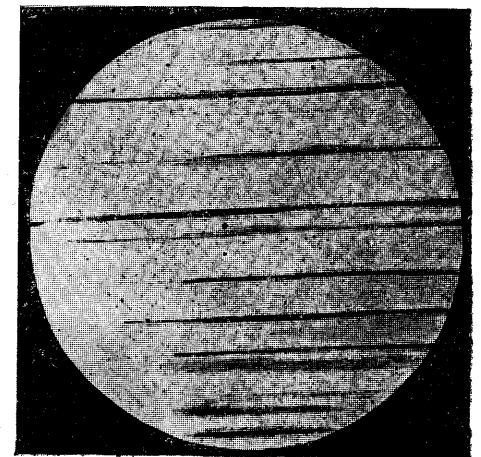


Рис. II-7. Следы зон (пачек) скольжения на полированной поверхности кристалла латуни (по С. И. Губкину)

часто резко изменяются и совсем затухают при переходе из одной свиты в другую с иными физико-механическими свойствами. В связи с этим иногда трещины отрыва имеют малое протяжение на глубину и по простиранию. В момент образования трещины отрыва зияют (открыты), а потому очень часто заполнены разнообразными жильными минералами. Вдоль плоскости стенок трещин отрыва не наблюдается даже небольших перемещений, трещины образованы только разрывающим усилием, действовавшим перпендикулярно к стенкам трещины.

Трещины скалывания иногда бывают совершенно прямолинейны на большом протяжении, когда же они плавно изгибаются по простиранию и по падению, в деталях, в небольших участках, они прямолинейны; стенки их обычно ровные, притертые; очень характерна большая независимость этих трещин от физико-механических свойств расчленяемых ими пород. Например, галька конгломератов пересекается ими, так же как и цемент, без изменения направления, несмотря на обычные различия в механических свойствах.

Эти трещины у геологов, изучающих жильные месторождения, считаются надежными в отношении протяжения на глубину и по простиранию. В момент образования трещины скалывания были сжаты, притерты, хотя позднее, при изменении направления действия тектонических сил, они могли приоткрываться и вмещать жильные тела. Вдоль (в плоскости) стенок трещин скалывания обычно наблюдаются малые или значительные перемещения.

## ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Физико-механические свойства пород зависят не только от их состава и строения, но также от многочисленных внешних факторов, влияющих на процесс деформации. К таким факторам относятся: способы деформации, время, температура, всестороннее сжатие или растяжение, растяжки.

### СПОСОБЫ (ТИПЫ) ДЕФОРМАЦИИ

Как известно, простыми, элементарными способами деформации являются растяжение, сжатие, срез, изгиб и кручение.

**Растяжение.** Рассмотрим растяжение металлического стержня для того, чтобы на этом примере познакомиться с общеупотребительными характеристиками физико-механических свойств твердых тел (так называемыми предельными напряжениями).

Изобразим на диаграмме (рис. II-8а) зависимость между деформацией (в данном случае удлинением) стержня, имеющего одинаковое сечение по всей длине и растягивающей силой, приложенной вдоль длинной оси тела.

Действующие в испытуемом образце нормальные напряжения

$$\sigma = \frac{P}{F_0},$$

где  $P$  — сила, растягивающая стержень;  $F_0$  — первоначальная площадь поперечного сечения стержня. Пока напряжение возрастает от нуля до  $\sigma_p$ , на диаграмме получаем прямолинейный отрезок, соответствующий прямой пропорциональной зависимости (по закону Гука) между силой

и деформацией. Практически деформации подобного типа являются упругими и при удалении силы первоначальная длина (форма) образца восстанавливается.

Пределом пропорциональности  $\sigma_p = \frac{P_p}{F_0}$  называется максимальное напряжение, ниже которого не наблюдается заметных отклонений от прямолинейной зависимости между напряжением и деформацией.

Пределом упругости  $\sigma_E = \frac{P_E}{F_0}$  называется напряжение, при котором обнаруживаются первые остаточные деформации. Для большей определенности обычно задается условная величина остаточной деформации, характеризующая момент достижения предела упругости — от 0,001 до 0,3% первоначальной длины.

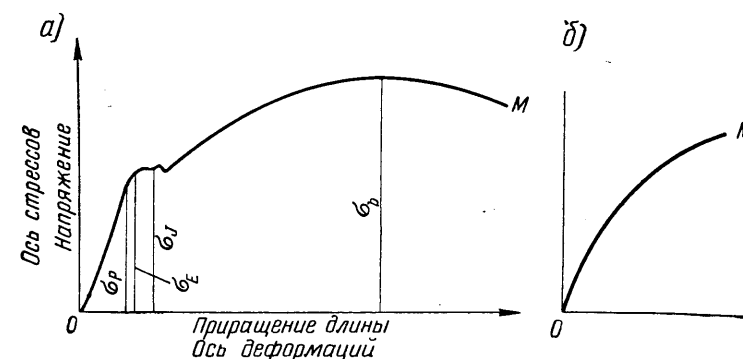


Рис. II-8. Диаграммы напряжений и деформаций

а) при растяжении стержня из мягкой стали; б) при сжатии брусков горных пород

После достижения предела упругости зависимость между силой и деформацией изображается на диаграмме в форме волнистой, но почти горизонтальной линии, на которой располагается точка предела текучести.

Пределом текучести  $\sigma_j = \frac{P_j}{F_0}$  (точкой начала текучести, критической точкой) называется напряжение, при котором деформация материала возрастает без заметного возрастания нагрузки (физический предел текучести). Обычно, когда напряжение достигает предела текучести, на поверхности отполированного образца наблюдается появление линий Людерса — Чернова, наклоненных под углом около  $45^\circ$  к направлению действующей силы. Они фиксируют положение плоскостей скалывания.

Происходящая пластическая деформация приводит к упрочнению материала, и для дальнейшего увеличения деформации требуется увеличение деформирующей силы. Кривая на диаграмме опять приобретает значительный наклон.

Пределом прочности (временным сопротивлением, разрушающим напряжением, коэффициентом прочности, коэффициентом крепости) называется условное напряжение  $\sigma_b = \frac{P_{max}}{F_0}$ , соответствующее наибольшей силе, предшествовавшей разрушению образца. Правильнее, однако, сказать, что предел прочности при вязком разрушении характеризует сопротивление пластическому деформированию после упрочнения,

а не разрушению (Фридман, 1946, стр. 5). Точка *M* на диаграмме (рис. II-8 а) фиксирует разрыв образца.

На рассмотренной диаграмме мы могли видеть, что за пределом упругости при продолжающемся воздействии сил на материал начинается область пластических деформаций, а где-то близко к пределу прочности лежит область разрывных деформаций с образованием трещин отрыва, скалывания и раздроблением вещества.

**Сжатие.** Диаграмма сжатия упругого материала будет аналогична только что рассмотренной, но предельные характеристики имеют уже другую величину.

Горные породы, а также бетон и чугун имеют весьма низкий предел пропорциональности. Диаграммы деформаций у них (рис. II-8 б) существенно отличаются от рассмотренной отсутствием прямолинейного участка в начальной части. Его или нет совсем, или он очень короток. Для случая сжатия горных пород и аналогичных материалов форма кривой на диаграмме соответствует, по Баху, степенной функции:

$$D = \frac{1}{E} \sigma^m,$$

где *E* — модуль упругости первого рода.

Для случая сжатия гранита:

$$D = \frac{1}{250\,000} \sigma^{1,182},$$

где  $\sigma$  в кг/см<sup>2</sup>.

Различие физико-механических свойств горных пород при сжатии, растяжении и сдвиге представлено на табл. 1.

Таблица 1

Порода	Средняя прочность (предел прочности) горных пород в кг/см <sup>2</sup>		
	Временное сопротивление		
	на сжатие	на растяжение (отрыв)	на срез (скалывание)
Базальт . . . . .	2500—3500		
Гранит . . . . .	800—2800	40—80	150—300
Мрамор . . . . .	800—1500	30—90	100—300
Известняк . . . . .	400—2000	10—60	100—200
Песчаник . . . . .	500—1800	15—30	50—150
Сланец . . . . .	700	250	150—200

Как видно из табл.1, прочность горных пород на сжатие примерно в 30 раз больше прочности пород на растяжение и примерно в 10 раз больше прочности пород на срез.

Именно поэтому при растягивающих усилиях в горных породах развиваются только трещины отрыва и для образования последних нужны сравнительно небольшие напряжения, тогда как при сжимающихся усилиях образуются преимущественно трещины скалывания и в меньшей мере трещины отрыва.

Срез (скалывание, сдвиг) имеет широкое распространение при деформациях горных пород. Обращает на себя внимание несоответствие между напряжениями, необходимыми для разрушения горных пород путем сжатия и среза. Как будет показано ниже, при сжатии разрушение материала происходит по плоскостям скалывания, причем величина скалывающего напряжения на плоскостях, расположенных под углом в 45° по отношению к сжимающей силе, равна половине нормального напряжения в сечении,

перпендикулярном действующей силе. Иными словами, теоретически прочность материала на срез должна была быть в два раза меньше прочности его на сжатие. В действительности прочность пород на срез почти в десять раз меньше прочности пород на сжатие, что связано, очевидно, с более сложными условиями, в которых происходит деформация горных пород.

**Изгиб.** Различают поперечный и продольный изгибы. Поперечный изгиб вызывается силами, направленными перпендикулярно к длинной оси балки, т. е. к линии падения слоя. Продольный изгиб образуется сжимающими силами, действующими первоначально вдоль длинной оси балки (вдоль линии падения слоя). В природе, очевидно, широко распространены обе разновидности изгиба, часто в комбинации друг с другом.

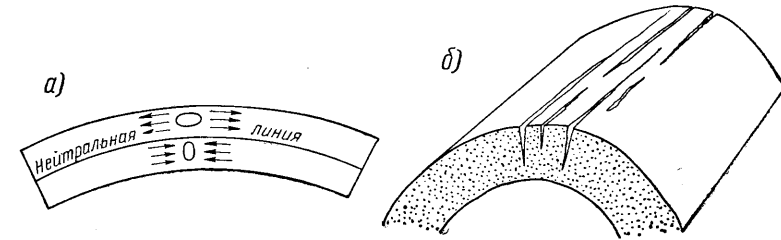


Рис. II-9. Изгиб

а) упругий изгиб пласта; б) трещины отрыва на внешней стороне пласта в антиклинальной складке

Упругие напряжения изгиба создаются в теле внешними силами, стремящимися образовать арку. При этом будет возникать сжатие с одной стороны нейтральной поверхности, и растяжение с другой стороны (рис. II-9 а). Так как прочность пород на растяжение и сжатие различна, скорее всего образуются трещины отрыва на внешней стороне арки изгибающегося пласта (рис. II-9 б).

Для объяснения того факта, что в природных условиях редко образуются единичные изгибы, и обычно складки встречаются целыми системами, М. Смолуховский

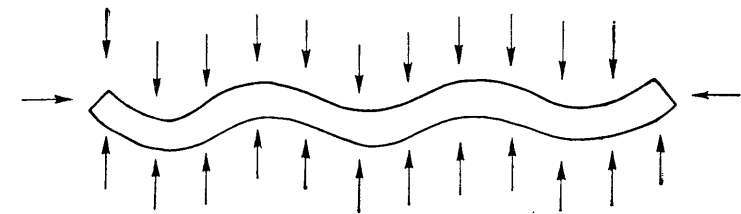


Рис. II-10. Упругий изгиб пластинки при равномерно распределенной нагрузке (по М. Смолуховскому)

(1909) экспериментально исследовал продольный изгиб плиты при равномернораспределенной нагрузке на эту плиту. Плита подвергалась боковому сжатию, которому противодействовала нагрузка. Оказывается, что при таких условиях образуется не одна арка, а система складок (рис. II-10). В пределах упругости изгиб плиты по форме соответствует синусоиде, у которой размеры волн зависят от упругих свойств материала, величины нагрузки и момента инерции поперечного сечения плиты. Амплитуда волн становится тем меньше, чем тоньше плита и чем меньше упругость материала. Действительно, и в природных условиях маломощные пласты и пластичные породы образуют складки меньших размеров, а мощные пласты и малопластичные породы — более крупные складки.

Деформацией путем изгиба может быть объяснено происхождение некоторых частных складчатых структур горных пород. Однако следует учитывать ведущую роль пластических деформаций при складкообразовании, в связи с чем анализ напряжений и деформаций в этих случаях не может основываться только на явлениях упругого изгиба.

**Кручение.** Кручение представляет такое приложение сил, при котором последние образуют вращающие пары вокруг длинной оси деформируемой плиты (рис. II-11 а). Повидимому, в природных условиях на отдельных участках породы часто испытывают кручение; оно может проявляться и на больших площадях в связи с постумным или же эпэйрогеническим короблением (дифференциальным поднятием и опусканием) крупных блоков пород (рис. II-11 б).

На схеме сплошными стрелками показаны напряжения сжатия и растяжения, которые испытывает верхняя часть подвергнутой кручению плиты. Пунктирными стрелками показаны напряжения, возникающие на нижней части деформируемой плиты. Из схемы видно, что деформация посредством кручения является сложной, составной деформацией, которую можно разложить на простые элементарные деформации — сжатия и растяжения. В результате в пластичных породах образуются складки, а если

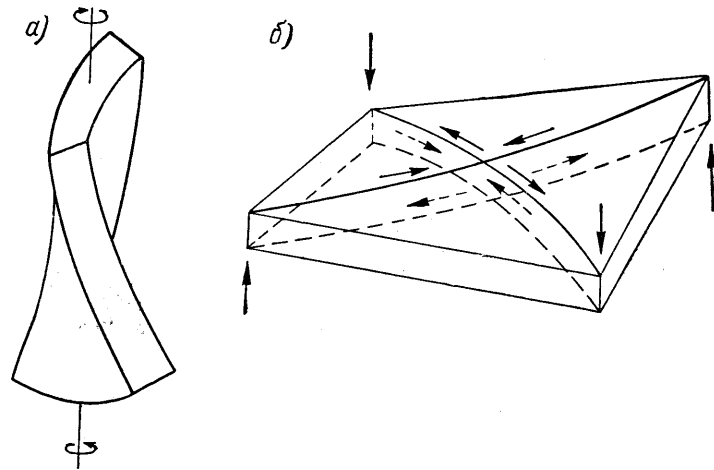


Рис. II-11. Кручение

а) общая схема кручения; б) кручение в связи с действием неравномерных вертикально направленных тектонических сил

будет превзойден предел прочности пород, возникнут системы трещин скалывания и отрыва.

Образованные при кручении складки и трещины всегда возможно представить происшедшими в связи с простым сжатием или растяжением. В связи с этим деформации путем кручения, повидимому широко распространенную, практически трудно устанавливать.

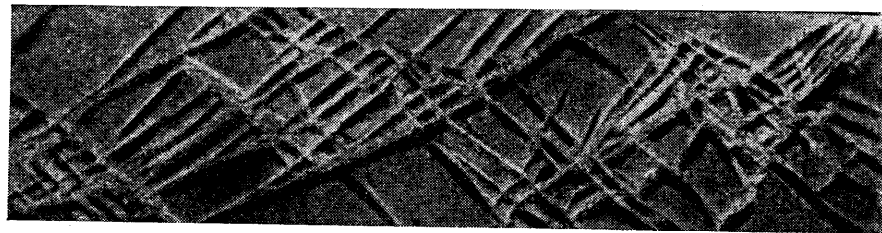


Рис. II-12. Системы трещин в стеклянной пластинке, подвергнутой кручению. Видны также трещины на противоположной стороне пластинки (по А. Добре)

Успешно выделять деформации кручения можно только по характерным системам трещин и других структур. А. Добре (1879) пытался экспериментально установить особенности комплексов структур, получаемых при кручении. Подвергая кручению стеклянную пластинку, он получал ряды трещин, часто расходящиеся, но в общем ориентированные приблизительно под углом  $45^\circ$  к оси кручения (рис. II-12). На одной стороне пластинки они направлены в одну сторону, на другой — в противоположную.

## ВРЕМЯ

Время, в течение которого осуществляется деформация, является вторым важнейшим фактором, от которого зависят физико-механические свойства пород. Упругость материала повышается и его хрупкость увели-

чивается при возрастании скорости деформации. Если бы существовали абсолютно упругие тела, деформация их в пределах упругости была бы независима от продолжительности приложения внешней силы. В действительности же статическое равновесие достигается в интервале некоторого времени и поэтому сопротивление тела деформации есть функция скорости приращения действующей силы. Чем выше эта скорость, тем выше предел упругости одного и того же материала. Вещества, которые принято считать весьма пластичными, например, вар, обладающий свойствами вязкой жидкости, а также влажные глины деформируются как упругие, хрупкие материалы с образованием трещин, если на них действует быстро возрастающая сила (удар). Наоборот, хрупкие вещества деформируются пластически, если внешние силы и вызванное ими напряженное состояние материала продолжают длительное время (Кузнецов В. Д., 1949).

Длительность (время) приложения тектонических сил играет важнейшую роль во всех геологических процессах в связи с явлениями релаксации. Путем релаксации относительно хрупкие породы (граниты, грубо-наслоенные лавы, толстослоистые известняки и т. п.) в течение больших промежутков геологического времени деформируются как пластичные материалы.

Следующие опыты деформации гипса, произведенные Д. Т. Григгсом, хорошо иллюстрируют зависимость свойств материалов от продолжительности действия сил. Опыты с гипсом производились в присутствии раствора, насыщенного  $\text{CaSO}_4$ , при температуре  $24^\circ$ .

Таблица 2

Сжимающая сила в $\text{кг/см}^2$	Величина деформации до разрушения образца, в %	Продолжительность деформации до разрушения образца, в днях	Эквивалентная вязкость (пуазы $\times 10^{10}$ )
350	0,89	2,45	0,42
250	1,39	13,54	1,60
205	2,30	48	2,64
165	3,60	285	6,04
125	3,80	308	14,40

Из табл. 2 видно, что при большой скорости деформации гипс имеет свойства сравнительно хрупкого материала и разрушается до образования сколько-нибудь существенной пластической деформации (величина деформации до разрушения составляет около одного процента), но по мере уменьшения скорости деформации образец приобретает увеличивающуюся пластическую деформацию. Опыты показывают, что при длительном приложении силы пластические деформации могут быть вызваны напряжениями, которые при кратковременном действии сил далеко не достигают предела упругости. Происходят явления релаксации, описанные выше и имеющие громадное значение в деформациях горных пород в связи с длительностью многих тектонических процессов. При длительном приложении сил непрерывно идущий процесс релаксации приведет к суммированию ничтожно малых пластических деформаций с образованием значительных пластических деформаций. Этим объясняется, например, остаточное прогибание каменных брусьев в очень старых постройках, равно как и каменных намогильных плит, происходящее очень медленно, под действием их собственного веса.

Открытые недавно и объясненные релаксацией и ползучестью явления медленно протекающих пластических деформаций и разрушения



материала под действием напряжений, не достигающих предела упругости, выявили непригодность, особенно для геологов, понятий о пределах текучести и прочности, употребляемых в науке о сопротивлении материалов. Эти величины удовлетворяют условиям лабораторных опытов и кратковременных нагрузок, существующих в сооружениях, воздвигаемых человеком, но применение их к тектоническим процессам, длящимся многие десятки и сотни тысяч лет, может привести к неправильным выводам.

Необходимо, очевидно, ввести понятие об основной прочности материалов, соответствующей напряжению, при котором скорость пластической деформации равна нулю. Лабораторное определение этой критической величины затруднительно, поскольку требуются чрезвычайно длительные опыты, надежность которых невелика, потому что кроме фактора времени на основную прочность влияет также температура.

### ТЕМПЕРАТУРА

Повышение температуры увеличивает амплитуды колебаний частиц, ускоряя, таким образом, процесс релаксации. В связи с этим повышение температуры деформируемого тела до известных пределов эквивалентно увеличению длительности деформации и в более короткий срок приводит к тем же результатам без увеличения напряжения (Кузнецов В. Д., 1949). Это обстоятельство используется при опытах для сокращения времени эксперимента.

### ВСЕСТОРОННЕЕ (ГИДРОСТАТИЧЕСКОЕ) ДАВЛЕНИЕ

Всестороннее давление очень сильно повышает прочность пород (рис. II-13) и увеличивает их способность деформироваться пластически.

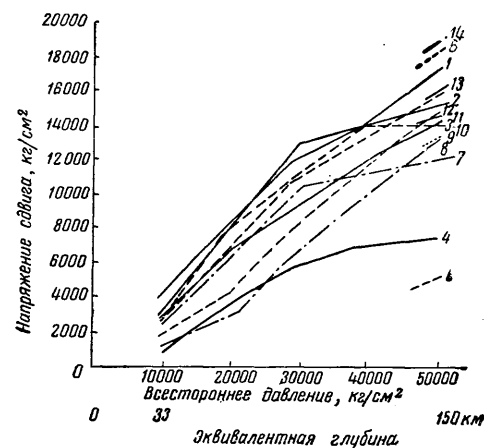


Рис. II-13. Увеличение прочности пород и минералов при всестороннем сжатии. Указано напряжение сдвига, необходимое для того, чтобы началось устойчивое непрерывное скольжение материала (по П. В. Бриджмену)

1 — базальтовое стекло; 2 — обсидиан; 3 — пироксен; 4 — известняк; 5 — кристобалит и опал; 6 — гипс; 7 — силлиманит; 8 — роговая обманка; 9 — серицит; 10 — анортит; 11 — кварц; 12 — пироксен (средние); 13 — андалузит; 14 — гранат

прочность на разрыв повышается до 480 кг/см<sup>2</sup>.

Причина такого влияния всестороннего давления на физико-механические свойства материалов заключается в том, что всестороннее давление удерживает частицы тел во взаимной близости, препятствуя разрушению кристаллических решеток и образованию разрывов.

### РАСТВОРЫ И ПАРЫ

Действие растворов и водяных паров, пропитывающих горную породу, оказывает большое влияние на физико-механические свойства деформируемых пород. В присутствии жидкой или газовой-жидкой фазы в породах под действием тектонических напряжений особенно энергично происходит перекристаллизация или растворение одних минералов и образование новых минералов, сопровождающее деформацию всей породы в целом. Эксперименты подтверждают эти представления. Установлено (Григгс, 1939, 1940), что растворы понижают прочность пород. Алебастр в обычных условиях под действием силы в 205 кг/см<sup>2</sup> укорачивается на 0,15%. Прочность его составляет около 520 кг/см<sup>2</sup>. Тот же образец при аналогичном опыте, но в присутствии слабого раствора соляной кислоты укорачивается в течение 20 дней на 22%. Основная прочность образцов алебаstra, помещенных в водный раствор уменьшается до 92 кг/см<sup>2</sup>.

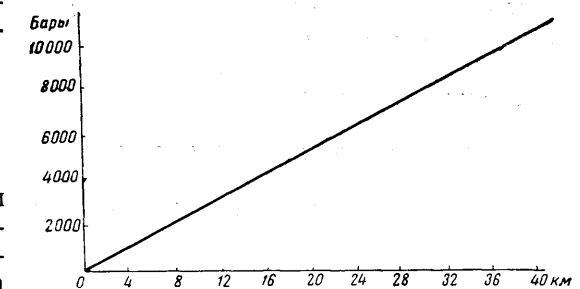


Рис. II-14. Диаграмма изменения всестороннего сжатия в земной коре  
Глубины от поверхности в километрах; давление в барах (бар = 0,987 атм.)

### ЗАВИСИМОСТЬ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАТЕРИАЛОВ ОТ УСЛОВИЙ ДЕФОРМАЦИИ

Рассмотренное поведение материалов при разных условиях деформации дает основание для следующего, чрезвычайно важного для геологов вывода. Любое вещество, в том числе горная порода, может деформироваться упруго, пластично или с разрывом сплошности в зависимости от условий, при которых происходит деформация. Одни и те же горные породы — граниты, конгломераты, песчаники, аргиллиты и известняки — проявляют себя то как хрупкие, то как пластичные материалы. Их обычные физико-механические характеристики, полученные при лабораторных испытаниях в условиях земной поверхности и при опытах, длящихся короткий срок, часто совершенно не соответствуют физико-механическим свойствам этих же пород в природных условиях деформации. Так, например, гранит, являющийся жесткой и хрупкой породой в близких к поверхности горизонтах земной коры при обычных низких температурах и при сравнительно быстро протекающих деформациях, в других условиях деформируется как относительно пластичный материал. Ниже будут описаны случаи пластичного искривления и изгибания поверхности больших гранитных массивов. Таким образом, нельзя говорить об упругом, пластичном или хрупком веществе вообще, и необходимо обязательно учитывать, при каких условиях одно и то же вещество, одна и та же горная порода ведет себя как упругое, пластичное или хрупкое вещество.

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И МАТЕРИАЛОВ

Упругим в обычных условиях называется материал, который существенно изменяя свою форму под действием внешних сил, возвращается к первоначальной форме после снятия этих сил.

Хрупким является вещество, у которого точки предела пропорциональности и разрушения расположены очень близко. Весьма хрупкий материал разрушается почти немедленно после достижения предела пропорциональности.

Пластичным является вещество, способное длительно существенно изменять свою форму под действием внешних сил, без разрушения и не возвращающееся сколько-нибудь заметно к первоначальной форме после снятия внешних сил. Чем пластичнее материал, тем дальше отстоит его точка разрушения от точки предела пропорциональности.

Вязкость (или внутреннее трение) — свойство веществ оказывать сопротивление перемещению одной части тела (объема) относительно другой. Это свойство у газов, жидкостей и некоторых высокопластичных твердых тел<sup>1</sup> количественно характеризуется коэффициентом вязкости  $\eta$  (или просто вязкостью). Величина, обратная вязкости  $\varphi = \frac{1}{\eta}$ , называется текучестью [2].

Ползучесть (крип) — способность тела деформироваться непрерывно (медленно увеличивать свою пластическую деформацию) после того, как внешние силы превысили некоторый минимум и остались постоянными. Таким образом, ползучесть представляет частный случай пластической деформации — пластическую деформацию при постоянном напряжении.

Жесткость — способность вещества сопротивляться образованию деформаций. Иначе — способность материала упруго сопротивляться изменениям формы (сдвигу) под действием внешних сил. Чем меньше деформация от заданных сил, тем больше жесткость.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД И ПРИНЦИП ПОДОБИЯ

Существующие в учении о сопротивлении материалов характеристики физико-механических свойств горных пород мало пригодны для выводов о действительном поведении горных пород в природных условиях, при деформациях земной коры тектоническими силами, поскольку в них не учитываются способ и скорость деформации (время), температура и всестороннее сжатие, а также влияние растворов и паров. Еще менее пригодны обычные материалы для экспериментального воспроизведения деформаций, происходящих в земной коре, по этим же причинам, а также потому, что размеры моделей резко отличаются от размеров природных тектонических структур, и время процессов деформации в природе и в модели сильно отличается.

Для того чтобы анализировать природные деформации путем сравнения их с деформациями, полученными экспериментально, нужно: а) найти закономерности подобия, позволяющие сравнивать дефор-

<sup>1</sup> Такие твердые тела называются вязкими жидкостями. Они медленно, практически беспредельно уступают усилию, хотя бы малому (до известной минимальной величины, которая соответствует основной прочности всякого материала). Вязкой жидкостью является, например, вар.

мации при разных условиях, б) количественно выразить свойства упругости, хрупкости и пластичности, без чего невозможно использовать принцип подобия.

Условия подобия при моделировании тектонических процессов в последнее время критически рассмотрены Е. Н. Люстихом (1949), исходящим из основного положения, что в процессах деформации горных пород главную роль играют вязкие, а не упругие свойства.

Из общей теории подобия известно, что

$$\gamma = \lambda/\tau^2; \quad \sigma = \rho\gamma\lambda; \quad \eta = \sigma\tau,$$

(где  $\lambda$  — масштаб моделирования для длин,  $\tau$  — для времени,  $\rho$  — для плотностей,  $\sigma$  — для напряжений,  $\gamma$  — для ускорения силы тяжести и  $\eta$  — для вязкостей).

Для возможности моделирования складчатых деформаций в условиях лаборатории Е. Н. Люстих предлагает ряд упрощений и ограничений.

Если не прибегать к центрифугированию модели,  $\gamma = 1$ . Поскольку различия плотностей в модели и в природе незначительны по сравнению с различиями при моделировании других величин, в первом приближении  $\rho = 1$ . Учитывая также, что при ничтожных ускорениях и больших вязкостях участвующих в складчатых процессах пород можно пренебречь инерционными явлениями и задать  $\lambda$  и  $\tau$  независимо друг от друга, получим:

$$\sigma = \lambda; \quad \varphi = \lambda^3 = \lambda^2\sigma,$$

где  $\varphi$  — масштаб моделирования для сил, и

$$\eta = \lambda\tau = \sigma\tau.$$

Расчет, основанный на этой формуле, произведенный М. К. Губбертом (1937) показывает, что для воспроизведения складчатости горных пород в модели при комнатной температуре следует брать в качестве материала вещество с вязкостью парафина, вазелина, сырой нефти или еще менее вязкий материал.

Таким образом, всякие эксперименты, преследующие цель воспроизвести природные деформации, должны производиться с материалами такого качества, чтобы в соответствии с критерием подобия были компенсированы малые размеры модели, небольшая длительность опыта и другие различия между условиями, существующими в природе и при эксперименте [3].

### АНАЛИЗ МЕХАНИЗМА ОДНОРОДНОЙ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

#### ДЕЙСТВИЕ ВНЕШНИХ СИЛ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МАТЕРИАЛА

Рассмотрим способы, при помощи которых можно определить величину и направление сил упругости (напряжений), возникающих в теле и стремящихся уравновесить действие внешних сил. Строго говоря, наш анализ применим только к упругим однородным деформациям. Но, так как в природе нет в чистом виде упругих, пластических и разрывных деформаций и последние два вида деформаций всегда происходят через упругую деформацию, наши выводы в определенной мере применимы при анализе деформаций смешанного типа.

Направление равнодействующей сил упругости ( $dP$ ) к данной площадке  $dF$  в любом выбранном нами сечении тела образует с этой площадкой в общем случае не прямой угол (рис. II-15 а); всегда возможно разложить эту равнодействующую по правилу параллелограмма на силу, нормальную к площадке ( $dN$ ) и параллельную площадке ( $dQ$ ).

Тогда  $\sigma = \frac{dN}{dF}$  есть нормальное напряжение (нормальный стресс) и  $\tau = \frac{dQ}{dF}$  есть касательное (скалывающее напряжение, скалывающий стресс).

Этот метод дает возможность рассматривать напряженное состояние материала в любом произвольно выбранном сечении тела, подвергнутого действию внешних сил.

### Линейное напряженное состояние

Определим величину нормальных и касательных напряжений в любом сечении бруска, подвергнутого сжатию линейно направленной внешней силой (рис. II-15 б).

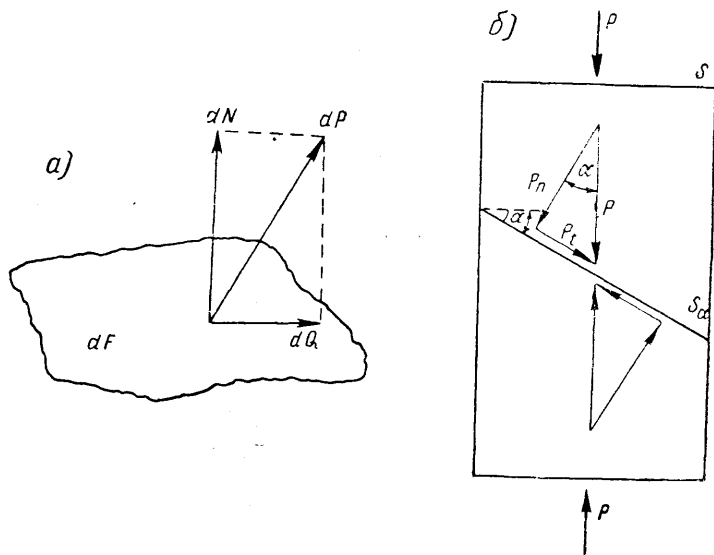


Рис. II-15. Действие внешних сил и напряженное состояние материала

а) разложение сил упругости, действующих на элементарной площадке; б) линейное напряженное состояние; нормальные и скалывающие напряжения в сечении, проведенном косо по отношению к линии сжимающих усилий

Если внешняя сила, сжимающая брусок, имеет величину  $P$ , то нормальное напряжение в сечении, перпендикулярном к действующей силе, имеющем площадь  $S$ , будет равно:

$$\sigma = \frac{P}{S}.$$

В любом другом сечении, площадью  $S_\alpha$ , у которого нормаль образует с направлением действующей силы угол  $\alpha$ , нормальные и касательные силы

$$\begin{aligned} P_n &= P \cdot \cos \alpha; \\ P_t &= P \cdot \sin \alpha. \end{aligned}$$

Площадь выбранного сечения

$$S_\alpha = \frac{S}{\cos \alpha}.$$

Нормальное и скалывающее напряжения в сечении  $S_\alpha$  будут соответственно равны:

$$\begin{aligned} \sigma_\alpha &= \frac{P_n}{S_\alpha} = \frac{P \cdot \cos \alpha \cdot \cos \alpha}{S} = \sigma \cdot \cos^2 \alpha. \\ \tau_\alpha &= \frac{P_t}{S_\alpha} = \frac{P \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha}{S} = \sigma \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha = \frac{1}{2} \sigma \cdot \sin 2\alpha. \end{aligned}$$

Из полученных зависимостей следует, что:

1) наибольшее нормальное напряжение действует в сечении, перпендикулярном по отношению к сжимающей силе, поскольку  $\cos^2 \alpha$  равен единице, когда  $\alpha = 0^\circ$ , при всех же других значениях  $\alpha$  между  $0$  и  $90^\circ$   $\cos^2 \alpha$  меньше единицы;

2) наибольшее тангенциальное напряжение, составляющее половину  $\sigma$ , действует в сечениях, наклоненных под углами в  $45^\circ$  к сжимающей силе, потому что при этом положении  $\sin 2\alpha = 1$ , при всех же других значениях  $\alpha$  между  $0$  и  $90^\circ$   $\sin 2\alpha$  меньше единицы.

Именно поэтому трещины скалывания в хрупких горных породах при незначительном участии пластических деформаций образуются под углом, близким к  $45^\circ$  к направлению действия тектонических сил.

Очевидно, полученные формулы линейного напряженного состояния тел действительны и для случая растяжения, при котором также наибольшие скалывающие напряжения будут развиваться в сечениях, наклоненных под углом в  $45^\circ$  по отношению к растягивающей силе, а наибольшие нормальные напряжения в сечениях, перпендикулярных к действующей силе. В металлах, имеющих большую прочность на отрыв, при растяжении действительно образуются поверхности скольжения под углом около  $45^\circ$  к растягивающей силе, следы которых известны под названием линий Людерса — Чернова.

В горных породах, значительно лучше противостоящих скалыванию, чем отрыву, при растяжении образуются трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к действующей силе, т. е. совпадающие с сечением, в котором нормальные напряжения максимальны.

### Плоское напряженное состояние

Определим величину нормальных и касательных напряжений в любом сечении бруска, подвергнутого сжатию по двум взаимно перпендикулярным направлениям. В каждом косом сечении бруска будут действовать нормальные ( $\sigma_\alpha$ ) и касательные ( $\tau_\alpha$ ) напряжения, зависящие и от  $\sigma_1$  и от  $\sigma_2$ . Величину их мы получим, рассматривая действие  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  отдельно (см. предыдущий параграф) и складывая результаты.

Полное нормальное напряжение

$$\begin{aligned} \sigma_\alpha &= \sigma_1 \cdot \cos^2 \alpha_1 + \sigma_2 \cos^2 \alpha_2 = \sigma_1 \cos^2 \alpha_1 + \sigma_2 \cdot \cos^2(\alpha_1 + 90^\circ). \\ \tau_\alpha &= \sigma_1 \cos^2 \alpha_1 + \sigma_2 \sin^2 \alpha_1. \end{aligned}$$

Так же рассуждая:

$$\begin{aligned} \tau_\alpha &= \frac{1}{2} [\sigma_1 \cdot \sin 2\alpha_1 + \sigma_2 \cdot \sin 2\alpha_2] = \frac{1}{2} [\sigma_1 \cdot \sin 2\alpha_1 + \sigma_2 \cdot \sin 2(\alpha_1 + 90^\circ)]. \\ \tau_\alpha &= \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cdot \sin 2\alpha_1. \end{aligned}$$

Напряженное состояние в любом произвольно взятом сечении удобно определять, пользуясь круговой диаграммой (так называемым кругом Мора). Значения нормальных и касательных напряжений откладываем, соответственно на осях абсцисс и ординат прямоугольных координат (рис. II-16 а). Условимся сжимающие напряжения считать отрицательными и откладываем их влево от нуля, растягивающие — положительными и откладываем их направо от нуля. Отметим на оси  $\sigma$  отрезки  $OA$  и  $OB$ , изображающие в определенном масштабе величины напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ . Построим на отрезке  $AB$ , как на диаметре, круг с центром  $C$ , который и есть круг напряжений. Тогда для нахождения величины нормального  $\sigma_\alpha$  и касательного напряжения  $\tau_\alpha$  в сечении,

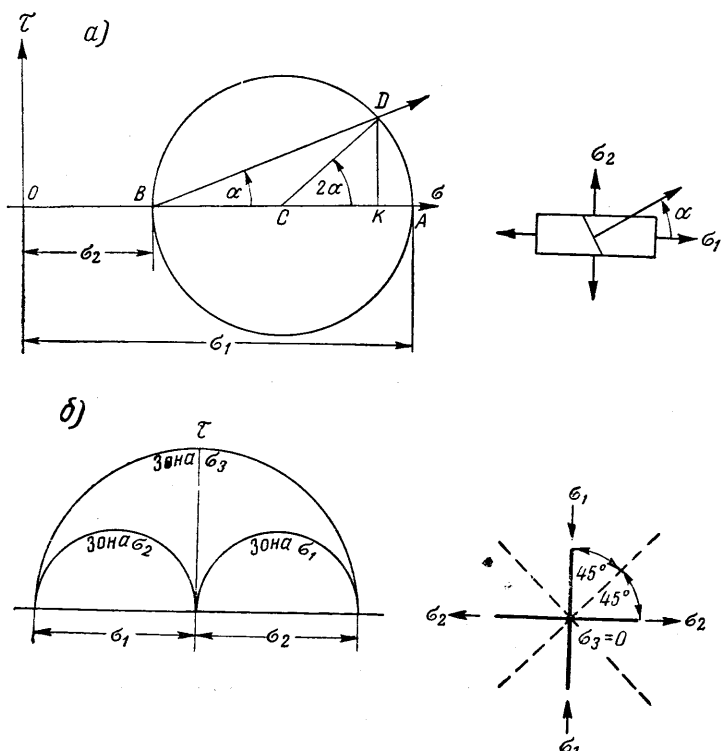


Рис. II-16. Круговые диаграммы Мора  
а) для анализа плоского напряженного состояния в произвольном сечении; б) для случая чистого сдвига

нормаль к которому составляет с наибольшим напряжением  $\sigma_1$  угол  $\alpha$ , надо построить при точке  $C$  центральный угол  $2\alpha$ , откладывая его значения от оси  $\sigma$  против часовой стрелки. Точка  $D$  круга напряжений будет соответствовать выбранной площадке; ее координаты  $OK$  и  $DK$  соответственно равны  $\sigma_\alpha$  и  $\tau_\alpha$ , что доказывается следующим образом:

$$CD = AC = BC = \frac{AB}{2} = \frac{OA - OB}{2} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

Из прямоугольного треугольника  $KDC$  имеем:

$$DK = CD \sin 2\alpha = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \sin 2\alpha = \tau_\alpha.$$

Далее:

$$\begin{aligned} OK &= OB + BC + CK = \sigma_2 + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cos 2\alpha = \\ &= \sigma_2 + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} (1 + \cos 2\alpha) = \sigma_2 + \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} 2 \cos^2 \alpha = \\ &= \sigma_2 + \sigma_1 \cos^2 \alpha - \sigma_2 \cos^2 \alpha = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_2 \sin^2 \alpha = \sigma_\alpha. \end{aligned}$$

Если напряжения  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  равны по величине и противоположны по знаку (одно напряжение сжимающее, другое растягивающее), то соответствующая деформация называется чистым сдвигом. Из круговой диаграммы, построенной для этого случая (рис. II-16 б), видно, что при чистом сдвиге в сечениях, наклоненных под углом в  $45^\circ$  к осям  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ , нормальные напряжения равны нулю, а касательные имеют максимальное значение. Эта же диаграмма, в том случае если напряжения  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  противоположны по знаку и не равны по величине, примет вид, изображенный на рис. II-17.

Деформация, при которой напряжения действуют в одной плоскости, называется плоской, или двухосной, деформацией. Плоскость, в которой действуют напряжения при плоской деформации, называется плоскостью деформации.

### Объемное напряженное состояние

Объемное напряженное состояние вызывается внешними силами, расположенными не в одной плоскости, т. е. действующими на тело со многих сторон. В этом случае нормальные и касательные напряжения в теле будут, вообще говоря, различными для разных точек тела и по

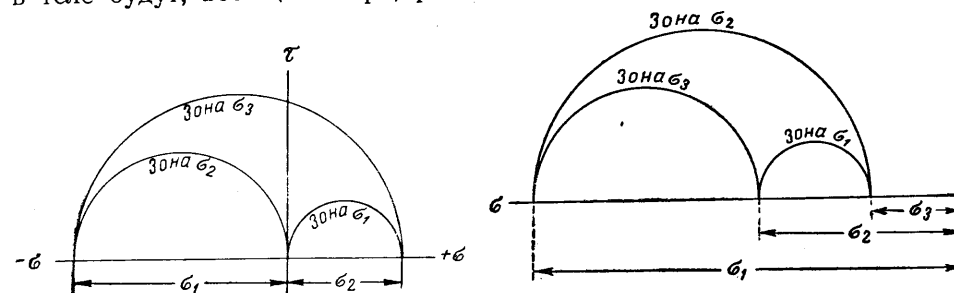


Рис. II-17. Диаграмма Мора для общего случая плоской деформации

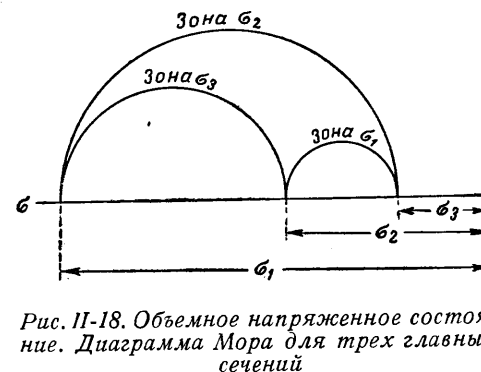


Рис. II-18. Объемное напряженное состояние. Диаграмма Мора для трех главных сечений

разным направлениям. Для определения напряжений в какой-либо точке тела вокруг нее мысленно выделяется достаточно малый (так называемый элементарный) объем чаще всего в виде кубика, по граням которого прикладываются соответствующие напряжения.

Для анализа объемного напряженного состояния особенно удобны круговые диаграммы, определяющие величину нормальных и касательных напряжений в любом сечении выделенного элементарного объема.

В теории упругости доказывается, что элементарный кубик всегда можно ориентировать таким образом, чтобы по граням его действовали только нормальные напряжения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ . Тогда круговая диаграмма примет вид, изображенный на рис. II-18. Круг, опирающийся на значения  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , характеризует нормальные и касательные напряжения в сечениях,

наклоненных под разными углами к осям  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , причем все эти сечения пересекаются в третьей оси, перпендикулярной первым двум, т. е. оси  $\sigma_2$ , что видно из способа построения круговой диаграммы, изложенного в предыдущем параграфе. Все сечения, пересекающиеся в оси  $\sigma_2$ , называются сечениями зоны оси  $\sigma_2$ , и, следовательно, круг  $\sigma_1 - \sigma_3$  относится к сечениям зоны оси  $\sigma_2$ . Соответственно, круг  $\sigma_1 - \sigma_2$  относится к сечениям зоны оси  $\sigma_3$  и круг  $\sigma_2 - \sigma_3$  относится к сечениям зоны оси  $\sigma_1$ .

Из круговой диаграммы усматриваются следующие важные особенности напряженного состояния материала. В сечениях, перпендикулярных осям  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  и, следовательно, в свою очередь взаимно перпендикулярных, касательные напряжения равны нулю. Максимального значения касательные напряжения в сечениях каждой зоны достигают тогда, когда это сечение расположено под углом в  $45^\circ$  (на круговой диаграмме соответствующий центральный угол равен  $2\alpha = 90^\circ$ ) к осям  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  причем, если  $\sigma_1$  максимальное сжимающее напряжение, а  $\sigma_3$  — минимальное, то самое большое касательное напряжение развивается в сечениях зоны  $\sigma_2$ , т. е. в сечениях, пересекающихся в оси, по которой действует напряжение  $\sigma_2$ .

При всестороннем (гидростатическом) сжатии, когда  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ , круги диаграммы превращаются в точку на оси абсцисс. Следовательно, при всестороннем сжатии касательные напряжения отсутствуют в любом сечении.

#### ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Нормальные напряжения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , которые были положены в основу построения круговой диаграммы и которые действуют по площадкам, где отсутствуют касательные напряжения, называются главными напряжениями, а площадки, по которым они действуют — главными площадками. В теории упругости доказывается, что одно из главных напряжений будет наибольшим из всех нормальных напряжений, действующих в данной точке по разным направлениям, а другое — наименьшим (Кузнецов В. Д., 1941).

В природных условиях среди горных пород часто наблюдаются деформационные структуры, расположенные симметрично относительно некоторых трех взаимно перпендикулярных главных направлений, что дает возможность сделать следующие предположения:

1. Размеры и характер наблюдаемых деформаций непосредственно определяются тремя главными направлениями тектонических напряжений, действовавших на изучаемом участке.

2. Деформационные структуры больших или меньших участков земной коры, ориентированные симметрично относительно трех главных направлений (т. е. сохраняющие один план деформации), образованы одними или, по меньшей мере, единообразными внешними тектоническими силами.

3. Главные напряжения во всех точках таких участков были ориентированы одинаково.

На этом основании при анализе тектонических структур может быть введено понятие о трех главных осях деформации, совпадающих с направлением главных нормальных напряжений в простейших случаях деформаций, близких к упругим.

Главную ось деформации, совпадающую с направлением минимального сжимающего напряжения или максимального растягивающего на-

пряжения, назовем осью деформации  $A$ . Соответственно, главную ось деформации, совпадающую с максимальным сжимающим напряжением, назовем осью деформации  $C$ . Ось деформации  $B$  занимает промежуточное положение.

#### Эллипсоид напряжений

В теории упругости доказывается, что нормальное и касательное напряжение в любой наклонной площадке упруго деформированного тела может быть выражено через напряжения на координатных плоскостях:

$$\sigma_n = \sigma_x l^2 + \sigma_y m^2 + \sigma_z n^2 + 2\tau_{xy} lm + 2\tau_{xz} ln + 2\tau_{yz} mn \quad (1)$$

где  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ ,  $\sigma_z$  — нормальные напряжения, проявляющиеся по направлениям трех координатных осей (в общем случае не совпадающих с главными напряжениями);  $\tau_{xz}$ ,  $\tau_{xy}$  и  $\tau_{yz}$  — касательные напряжения, проявляющиеся по направлениям трех координатных осей (не совпадающих с главными напряжениями);  $l$ ,  $m$ ,  $n$  — величины, характеризующие пространственное положение рассматриваемой наклонной площадки, нормаль которой составляет углы  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  с осями координат ( $l = \cos \alpha$ ;  $m = \cos \beta$ ;  $n = \cos \gamma$ ).

Уравнение (1) можно интерпретировать геометрически.

Проведем из произвольно взятой точки  $O$  вектор  $r$  в направлении, параллельном нормали  $(l, m, n)$ , и такой длины, чтобы квадрат его был обратно пропорционален нормальному напряжению  $\sigma_n$ , проявляющемуся на рассматриваемой площадке, т. е.

$$r^2 = \frac{C}{\sigma_n} = x^2 + y^2 + z^2,$$

где  $C$  — некоторая постоянная.

Таких векторов из данной точки можно провести бесконечное множество, соответственно бесконечному множеству площадок, которые пересекаются в данной точке. Геометрическое место концов таких векторов дает нам некоторую поверхность, уравнение которой мы получим из (1), выразив косинусы нормали  $(l, m, n)$  через координаты концов вектора  $r$  и его длину:

$$l = \frac{x}{r}, \quad m = \frac{y}{r}, \quad n = \frac{z}{r}.$$

Подставив в (1) будем иметь:

$$\sigma_n = \frac{C}{r^2} = \sigma_x \frac{x^2}{r^2} + \sigma_y \frac{y^2}{r^2} + \sigma_z \frac{z^2}{r^2} + 2\tau_{xy} \frac{xy}{r^2} + 2\tau_{xz} \frac{xz}{r^2} + 2\tau_{yz} \frac{yz}{r^2}$$

или

$$\sigma_x x^2 + \sigma_y y^2 + \sigma_z z^2 + 2\tau_{xy} xy + 2\tau_{xz} xz + 2\tau_{yz} yz = C.$$

Мы получили уравнение поверхности второго порядка. Эта поверхность не содержит бесконечно удаленных точек, следовательно, она является эллипсоидом.

Поворотом координатных осей его можно привести к главным осям; тогда члены, содержащие произведения координат, исчезнут, а вместо коэффициентов  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  и  $\sigma_z$  появятся новые —  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ . Уравнение поверхности эллипсоида примет вид:

$$\sigma_1 x^2 + \sigma_2 y^2 + \sigma_3 z^2 = C = r^2 \sigma_n, \quad (2)$$

отсюда

$$\sigma_n = \sigma_1 l^2 + \sigma_2 m^2 + \sigma_3 n^2. \quad (3)$$

Главные оси поверхности (2) параллельны направлениям главных напряжений. Они являются нормальными к площадкам, на которых появляются главные нормальные напряжения  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ .

Тангенциальные напряжения для главных площадок, как видно из (3), равны нулям (Кузнецов В. Д., 1941, стр. 28, 29).

Аналогично может быть построен и эллипсоид деформаций. Анализ напряженного состояния при помощи эллипсоида напряжений в практике структурной геологии не может иметь универсального применения, потому что деформации горных пород представлены упруго-пластическим видом.

А. А. Ильюшиным (1948) установлены основные закономерности малой упруго-пластической деформации. Напряжения в этом случае являются определенной для

данного вещества довольно сложной функцией деформаций, в то время как при упругих деформациях напряжения пропорциональны деформациям.

Следовательно, для упруго-пластических деформаций, решительно преобладающих в явлениях, рассматриваемых в геологии, эллипсоиды напряжений и деформаций, если бы мы захотели их построить, были бы не гомологичны (Ильюшин, 1948, стр. 7).

### Положение плоскостей максимальных скальвающих напряжений

Рассматривая линейное и плоское напряженное состояние, мы установили, что наибольшие скальвающие напряжения развиваются в плоскостях, составляющих угол в  $45^\circ$  с направлением двух взаимно перпендикулярных напряжений:  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ .

Соответственно, в случае объемного напряженного состояния, максимальные касательные напряжения будут проявляться в плоскостях, проходящих через главные оси деформации и составляющих с двумя другими главными направлениями углы в  $45^\circ$ :

$$\tau_1 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}, \quad \tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}, \quad \tau_3 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

Если  $\sigma_1$  — максимальное,  $\sigma_2$  — среднее, а  $\sigma_3$  — минимальное нормальное напряжение, то, как можно видеть из вышеприведенных равенств, наибольшее из всех касательных напряжений равно полуразности максимального и минимального главных нормальных напряжений и проявляется в плоскости, проходящей через среднюю ось деформации  $B$ , т. е.

$$\tau_{max} = \tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

Этот вывод важен для геологов, так как объясняет, почему пересечение двух сопряженных плоскостей скальвания чаще всего совпадает с главной осью деформации  $B$ . Однако надо помнить, что в некоторых случаях сопряженные плоскости скальвания образуются также в зонах осей  $A$  и  $C$ , что будет рассмотрено ниже.

Наибольшие нормальные разрывающие напряжения развиваются в сечении, перпендикулярном оси деформации  $A$  и совпадающем с плоскостью, проходящей через оси  $B$  и  $C$ , т. е. в плоскости  $BC$ .

Представление о взаимно перпендикулярном расположении трех главных осей деформации и соотношениях, существующих между ними и поверхностями максимальных скальвающих и отрывающих напряжений, является основой для анализа деформаций горных пород на современном уровне науки [4].

## СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ВНЕШНИМИ СИЛАМИ, НАПРЯЖЕННЫМ СОСТОЯНИЕМ ВЕЩЕСТВА И ДЕФОРМАЦИЕЙ

### СПОСОБЫ ПРИЛОЖЕНИЯ ВНЕШНИХ СИЛ

**1. Всестороннее (гидростатическое) сжатие или растяжение** представляет приложение сил, действующих на тело со всех сторон. Таким образом, приложенные силы направлены нормально к любой произвольно ориентированной площадке в теле и образуют изотропное силовое поле. Выше было показано, что всестороннее сжатие не вызывает

образования касательных напряжений ни в одном сечении деформируемого тела. Таким образом, всестороннее сжатие (и до момента разрушения тела, также всестороннее растяжение) вызывает только изменение объема деформируемого тела.

Для определения величины всестороннего сжатия или растяжения в случае анизотропного (дифференциального) силового поля достаточно сумму главных напряжений разделить на три:  $\sigma_{всест.} = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$ .

**2. Направленные (дифференциальные) внешние силы и связанные с ними девиаторные напряжения.** Напряжения на главных сечениях деформируемого тела, возникающие в связи с приложением направленных внешних сил, имеющих разную величину в различных направлениях, называются девиаторными напряжениями. В направлении главных нормальных напряжений они равны:  $\sigma_1 — \sigma_{всест.}$ ;  $\sigma_2 — \sigma_{всест.}$ ;  $\sigma_3 — \sigma_{всест.}$ .

а) невращательные направленные силы характеризуются тем, что в любом сечении тела при их приложении не образуется пары сил, способных сообщить вращение деформируемому телу. Деформации и напряжения, связанные с такими силами, также называются невращательными. Частными случаями невращательного напряжения являются осевое сжатие, осевое растяжение, а также чистый сдвиг, описанный выше;

б) вращательные направленные силы (пара сил). Деформации, связанные с вращательными силами, осуществляются путем скальвания или сдвига. Важнейшей характерной особенностью скальвания или сдвига (см. ниже объяснение к рис. II-19 в) является непрерывное изменение угловых отношений между направлением действующих сил и главными осями деформации (вращательная деформация).

### ВНЕШНИЕ СИЛЫ, НАПРЯЖЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИЯ

Обычно при геологических наблюдениях нелегко, а иногда невозможно отличить деформации, вызванные невращательными силами, от деформаций, образованных вращательными силами. Поэтому остается неясной ориентировка внешних тектонических сил. Для того чтобы уяснить себе это, обратимся к следующей модели (Лизс, 1935). Модель представляет проволочную сетку, натянутую на квадратной раме, углы которой имеют шарнирное соединение, благодаря чему эту раму можно деформировать. На сетке краской нарисована окружность (рис. II-19 а) и к одному из узлов сетки, являющемуся центром окружности, прикреплен равный по размерам картонный круг. Круг связан с сеткой только в одной точке, а потому не деформируется при деформации сетки и будет отмечать первоначальную форму нарисованной на сетке окружности. Приложим к раме сетки невращательные силы (рис. II-19 б). Окружность на сетке превратится в эллипс, главные оси которого, максимальная  $A$  и минимальная  $C$ , будут перпендикулярными и параллельными направлению действия внешних сил. Увеличивая деформацию, мы убеждаемся, что главные оси эллипса  $A$  и  $C$  все время остаются перпендикулярными или параллельными внешним силам.

Изменим способ деформации модели, приложив к ней вращательные силы (рис. II-19 в). Опять получим эллипс, формы которого по мере развития деформации будут вполне соответствовать формам эллипсов, полученных путем невращательных сил. Однако в данном случае главные оси эллипса  $A$  и  $C$  не перпендикулярны или параллельны

внешним силам, производящим сдвиг, а располагаются под углами, все время изменяющимися по мере развития деформации.

Рассмотрим теперь взаимоотношения внешних сил с образующимися при деформации тела трещинами.

Эллипс, образующийся при деформации круга, как можно видеть на модели, во всех случаях пересекает первоначальный круг в четырех точках. Две оси эллипса, соединяющие эти точки, очевидно, равны радиусам первоначального круга. Если вместо плоской модели представить модель объемную, два радиуса отвечали бы двум круговым сечениям соответствующего эллипсоида.

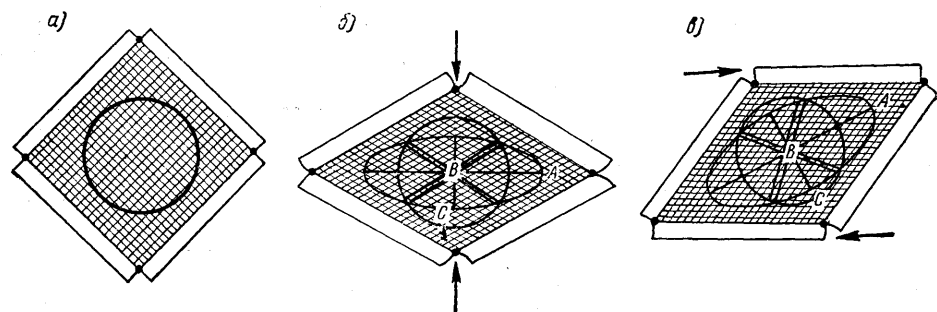


Рис. 11-19. Деформация модели из проволочной сетки

а) недеформированная модель; б) модель, деформированная невращательными силами. Двойные прямые линии, соединяющие точки пересечения круга и эллипса, соответствуют круговым сечениям эллипсоида в объемной модели; в) модель, деформированная вращательными силами путем скальвания

В начальный момент деформации круга в эллипс (или, соответственно, шара в эллипсоид) оба радиуса располагаются под углом в  $45^\circ$  по отношению к главным осям эллипса, но при последующем увеличении деформации угол, образуемый радиусами с меньшей осью, будет все

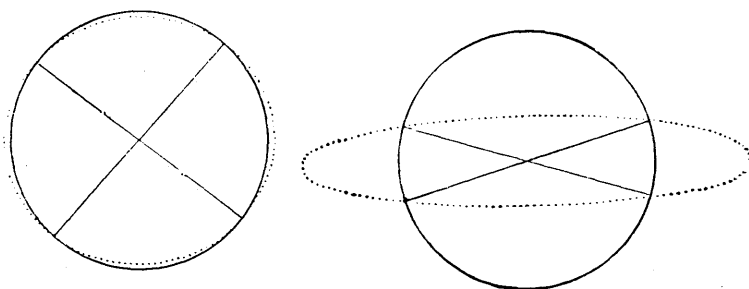


Рис. 11-20. Изменение угла между круговыми сечениями эллипсоида по мере развития деформации первоначального шара в эллипсоид

время увеличиваться (рис. 11-20). Поскольку первоначально радиусы образуют угол  $45^\circ$  с главными осями деформации, с ними совпадают направления максимальных касательных напряжений, и, следовательно, вдоль них должны развиваться трещины скальвания в деформируемом теле.

Сравнивая случай невращательной и вращательной деформации, мы приходим к выводу, что не только главные оси деформации, но и трещины скальвания занимают совершенно различное положение относительно действующих сил в первом и во втором случаях (рис. 11-19 б, в). При приложении невращательных сил направление последних совпадает с биссектрисой угла между двумя системами пересекающихся трещин

скальвания. При приложении вращательных сил одна система трещин развивается почти параллельно действующим внешним силам, другая — почти перпендикулярно.

Отсюда вытекает чрезвычайно важный вывод, что геологические наблюдения над ориентировкой тектонических структур, например, пересекающихся систем трещин скальвания, обычно не дают возможности установить ориентировку внешних сил, вызвавших деформацию, и более или менее точно определяется только ориентировка главных осей напряжений и деформации. Найдя положение главных осей деформации и плоскостей максимальных скальвающих напряжений (в данном частном случае — круговых сечений), мы устанавливаем кинематику процесса образования структуры. Динамическая обстановка при этом не определяется, поскольку тело совершенно одинаковой формы, как показал пример с деформируемой моделью, может быть образовано различно ориентированными силами (табл. II, 1).

Недостающие для самых ответственных выводов о тектонических структурах данные о динамических условиях их образования и времени их формирования в историческом процессе развития земной коры могут быть получены только на основе широких геотектонических исследований и теоретических обобщений. Именно поэтому структурно-геологические выводы должны производиться с привлечением целого комплекса геологических данных, на базе определенных геотектонических представлений.

## ГИПОТЕЗЫ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

В настоящее время могут быть рассмотрены только некоторые гипотезы деформации горных пород, всеобщая же теория деформации горных пород отсутствует и разработка ее является задачей будущего.

В связи с особыми условиями деформации горных пород при тектонических процессах, которые во многом не соответствуют условиям лабораторных испытаний твердых материалов, теории упругости и пластичности не дают полной характеристики деформаций пород, происходящих в земной коре. Закономерности развития многочисленных разрывов (трещин) в горных породах, представляющих конечный результат упругих и пластических деформаций, имеют первостепенный практический интерес для геолога. Однако в теориях упругих и пластических деформаций они почти не рассматриваются, потому что исследователей механических свойств твердых тел, не геологов, обычно мало интересуют морфология и закономерности разрушения материалов (табл. II, 2).

Вот почему насущно необходимо разрабатывать специальную теорию деформации горных пород, учитывающую специфичность природных тектонических процессов и закономерности разрушения горных пород. Конечно, теория деформации горных пород не должна стоять в стороне от основных путей развития теорий упругости, пластичности, а также теории прочности, и базируется на их данных. При этом мы должны подчеркнуть особенный интерес для геологов использования теорий прочности.

### ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Первая особенность — комплексность деформаций горных пород, заключающаяся в том, что кроме упруго-пластической деформации, как правило, наблюдается разрушение материала (разрывная деформация) по многочисленным системам трещин.

Вторая особенность — чрезвычайно широко изменяющееся отношение между упругими и пластическими деформациями. В связи с этим только немногие случаи деформации горных пород можно анализировать с достаточной степенью точности, при помощи законов теории упругости. Во многих случаях горные породы деформируются как высокопластичные материалы.

Соответственно, системы трещин, разрушающие сплошность пород, могут иметь совершенно различную ориентировку относительно трех главных осей деформации. Трещины скалывания располагаются примерно под углом  $45^\circ$  по отношению к главному нормальному напряжению в случае упругой деформации, но этот угол увеличивается почти до  $90^\circ$  по мере увеличения значения пластической деформации в общей деформации породы. Происходит встречное вращение сопряженных систем трещин скалывания.

Третья особенность — образование в горных породах поверхностей и систем трещин односистемного скалывания.

Четвертая особенность — широкое распространение гармонических, ритмически неоднородных деформаций скалывания (Больш. сов. энцикл., т. 14, стр. 604), связанных, очевидно, с волновой природой распространения многих тектонических напряжений.

Пятая особенность — существенные изменения, в некоторых случаях, объемов деформируемых горных пород.

Рассмотрим последовательно все эти особенности деформации горных пород с тем, чтобы охарактеризовать главные вопросы, подлежащие разработке путем создания специальной теории деформации горных пород.

#### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В настоящее время существует несколько гипотез о разрушении твердых тел, которые именуются теориями прочности. Наиболее распространены из них следующие: I теория — наибольших нормальных напряжений Галилея и Ренкина; II теория — наибольших деформаций (удлинений) Мариотта и Сен-Венана; III теория — наибольших касательных напряжений Кулона; IV теория — наибольшей потенциальной энергии упругого изменения формы Мазеса — Генки; теория Мора, теория Бельтрами и теория Менаже.

Наиболее старой является теория разрушения материала нормальными растягивающими напряжениями. Горные породы, в тех условиях, когда они деформируются как хрупкие материалы, при растяжении разрушаются по поверхностям, перпендикулярным направлению сил растягивающих образцы.

Разрушение твердых материалов трещинами отрыва при отсутствии внешних растягивающих сил, направленных нормально к этим трещинам, может удовлетворительно анализироваться только при помощи теории наибольших удлинений.

Теория наибольших касательных напряжений рассматривает разрушение твердых материалов как результат скалывания (среза) и т. д. (табл. III, I).

Ученые, предложившие эти теории, как указывает Н. Н. Давиденков (Предисловие к кн. Фридмана, 1943, стр. 3), предоставляя физикам решать вопрос о молекулярном механизме разрушения кристаллической решетки, пытались исследовать все случаи нарушения прочности с точки зрения некоторой единой теории.

Представления, вытекающие из старых теорий, каждое в отдельности, в частных случаях справедливы. Однако каждая из старых теорий признавала только одну из форм разрушения, ограничивая, таким образом, возможность изучения комплексных явлений разрушения твердых тел.

Н. Н. Давиденков, Я. Б. Фридман и ряд других исследователей, повидимому, первые предприняли попытки синтеза существующих теорий. Но чтобы объединить их, необходимо было сначала разделить характерные типы разрушения, выяснить частное в свойствах каждого типа разрушения, а затем уже общее, присущее всем типам. В определенных условиях и при определенных способах деформации применимы одни теории, в других случаях для анализа деформаций нужно привлекать другие теории разрушения.

Н. Н. Давиденков (1936) впервые указал на двойственный характер разрушения металлов и в связи с этим на существование у них одновременно двух различных как по величине, так и по своей физической природе сопротивлений разрушению. Я. Б. Фридман предложил существенно новые представления, сделавшие возможным определенный синтез теорий прочности: 1) уточнил, что два различных сопротивления разрушению представляют сопротивление отрыву и сопротивление срезу; 2) отнес все вязкие разрушения на долю касательных напряжений, даже если они наступают при растяжении; 3) указал на применимость гипотезы наибольших удлинений для хрупких разрушений и вообще разрушений от нормальных напряжений, т. е. разрушений отрыва. Объединенная теория прочности впервые опубликована Я. Б. Фридманом в 1941 г.

#### Механизм образования трещин отрыва

Одним из наиболее сложных вопросов деформации горных пород является объяснение способов образования трещин отрыва. В настоящее время могут рассматриваться три главных способа.

Первый способ образования трещин отрыва наиболее прост и вытекает из теории разрушения материала нормальными растягивающими напряжениями. Осевая растягивающая сила, приложенная к бруску горной породы, вызывает образование трещин отрыва, ориентированных перпендикулярно к направлению действия силы.

Второй способ образования трещин отрыва. Синтез I и II теорий прочности. При анализе трещинообразования наиболее трудно объяснимо образование трещин отрыва, параллельных плоскостям *АС* или *ВС*, в координатах трех главных осей деформаций, при линейном сжатии хрупких тел, а также в аналогичных условиях, при пластических деформациях.

В данном случае происходят поперечные деформации, т. е. изменение размеров в направлении, поперечном к действующей силе, без приложения соответствующих поперечных сил. Важно, что эти поперечные деформации проявляются не только в упругой области (пуассонова деформация), но и приводят к образованию трещин отрыва, продольных по отношению к внешним сжимающим силам.

Причину образования продольных трещин пытались найти в существовании внутренних неоднородностей вещества, действующих как надрезы и потому вызывающих поперечные напряжения (гипотеза А. Менаже). Но эта гипотеза применима только к частным случаям и не имеет общего значения, потому что она не объясняет, почему неоднородность материала сказывается примерно одинаково в совершенно различных



природных телах. Кроме того, поперечные деформации проявляются и в упругой области (пуассонова деформация), а здесь гипотеза А. Менаже бессильна.

В. Л. Кирпичев (1900) предложил схему шарнирного ромба для объяснений сущности явлений, выражаемых коэффициентом Пуассона. Позднее геолог В. Шмидт (1932) и А. Рейто (1927) объяснили образование продольных трещин, наблюдаемое при сжатии горных пород, схемой удлинения второй диагонали сжимаемого ромба, составленного четырьмя атомами. При этом силы, вызывающие растяжение в поперечном направлении, действительно не могут быть выявлены обычным методом сечений.

Известно, что для выявления наличия, величины и направления деформирующих сил в теории упругости пользуются методом сечений. Этот метод состоит в том, что, не рассматривая самого процесса деформации, учитывают лишь конечное равновесное состояние, установившееся в результате деформации, путем мысленного сечения деформированного тела плоскостями и рассмотрения равновесия выделенной части тела. Метод сечений не выявляет внутренние (межатомные) силы, обусловленные изменением взаимного рассмотрения атомов или молекул, если эти межатомные силы не дают равнодействующей по исследуемому сечению.

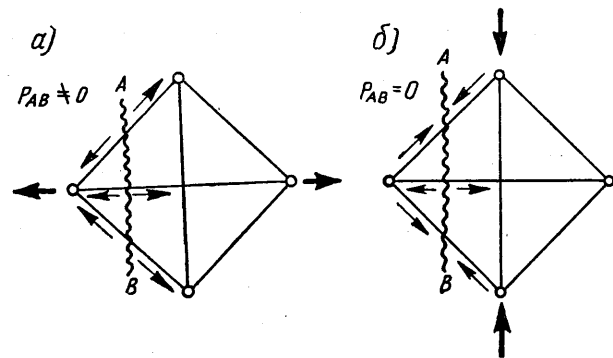


Рис. II-21. Механическая модель шарнирного ромба

а) силы, действующие в сечении  $AB$ , растянутого в горизонтальном направлении шарнирного ромба; б) силы, действующие в сечении  $AB$ , сжатого в вертикальном направлении шарнирного ромба. Жирные стрелки показывают силы, приложенные извне

Рассмотрим в качестве механической модели шарнирный ромб и силы, действующие в сечении  $AB$  этого ромба. На рис. II-21 а все три внутренние связи, проходящие через сечение  $AB$ , растянуты и потому дают равнодействующую по сечению  $AB$ . Таким образом, метод сечений выявляет силы в сечении  $AB$ . На рис. II-21 б горизонтальная связь растянута, а наклонные связи сжаты; равнодействующая по сечению  $AB$  равна нулю. Метод сечений, следовательно, в данном случае не выявляет по сечению  $AB$  сил, вызвавших растяжение горизонтальной связи.

Существование межатомных сил, вызывающих образование продольных трещин, нетрудно доказать экспериментально. Если образец горной породы подвергнуть сжатию под прессом, причем при помощи полировки и введения соответствующей смазки или прокладки текучего вещества (свинца) свести до минимума трение между поверхностью образца и поршнем пресса, разрушение образца произойдет не по трещинам скалывания, как обычно, а по трещинам отрыва, ориентированным параллельно направлению действующих сил (рис. II-22 а).

Трещины отрыва образуются потому, что, вводя смазку между образцом и поршнем пресса, мы облегчаем действие внутренних межатомных сил в деформируемом теле, ликвидируем условия зажима, и образец может свободно удлиняться в направлении, перпендикулярном сжимающему усилию (табл. III, 2).

При расчете поперечных напряжений, уравнивающих в процессе упругой деформации внутренними силами и потому не выявляющихся методом сечений, единственным простым экспериментальным способом определения этих напряжений и сил является измерение самих

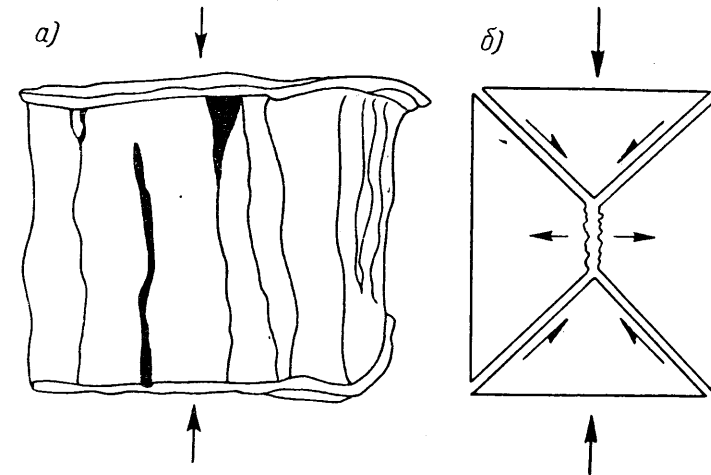


Рис. II-22. Образование трещин отрыва

а) кубик гранита, раздавленный между свинцовыми прокладками (с фото А. Корсунского); б) образование трещин отрыва (по Д. Т. Григсу)

деформаций. Приложим непосредственно к телу в поперечном направлении растягивающую силу и получим деформацию, равную по величине поперечной деформации. Напряжение, необходимое для получения таким способом деформации, называют «приведенным» напряжением. Вторая теория прочности предполагает, что «приведенное» напряжение равно действительно возникающему в теле напряжению, вызывающему образование поперечной деформации и являющемуся причиной разрушения.

В этом и заключается оправдание применения второй теории прочности — теории наибольших удлинений, основывающей свой анализ на определении величины «приведенных» напряжений. Как видим, В. Л. Кирпичев, В. Шмидт и А. Рейто предложили также качественное физическое объяснение применимости второй теории прочности, но количественная сторона явлений пока неясна [5].

Задачей теоретической физики, в частности теории кристаллической решетки (Борн, 1938), является разработка способов подсчета внутренних сил, не выявляющихся методом сечений и, таким образом, осуществление количественного синтеза первой и второй теорий прочности.

Третий способ образования трещин отрыва. Д. Т. Григс (1936) считает, что трещины отрыва могут образовываться также другим способом. Его эксперименты с раздавливанием мрамора и известняка при повышенном гидростатическом давлении показали, что в образцах до возникновения трещин всегда наблюдается пластическая деформация, сопровождающаяся образованием линий Людерса — Чернова на поверхности образца. В квадратной призме плоскости скольжения,

которым отвечают линии Людерса — Чернова, расположены под углом около 45° ко всем четырем боковым граням. Каждая парная система плоскостей, проявляющихся на противоположных гранях, образует клин с острием, обращенным к центральной части призмы. Движение по плоскостям скольжения должно вызвать около острия клина растягивающие напряжения, с которыми связано образование трещин отрыва (рис. II-22 б). В данном случае трещины отрыва являются следствием пластической деформации. Повышение гидростатического давления приводило к уменьшению количества возникающих трещин, но все же они еще наблюдались в известняке при гидростатическом давлении в 10 000 атм.

### Механизм образования трещин скалывания

**Пластическая деформация и трещины скалывания.** Переход деформации из упругой области в пластическую ( $У \rightarrow П$ ), в отличие от процесса разрушения (переходы  $П \rightarrow Р$  или  $У \rightarrow Р$ ), характеризующегося определенной (конечной) точкой кривой деформации, происходит постепенно, в определенном интервале напряжений и деформаций. Речь идет о наиболее общем случае деформации материалов, не имеющих «зуба» текучести на кривой деформации. Как показал недавно В. Кёстер (1950), наличие зуба текучести объясняется физико-химическими процессами, вызываемыми деформацией, — факт, имеющий чрезвычайный интерес для геологов, изучающих минералообразование в связи с динамометаморфизмом.

В общем же случае, как уже указывалось раньше, выделение определенной точки предела текучести (упругости) производится несколько искусственно путем выбора определенной величины остаточной деформации, например 0,01, 0,2% и т. д.

Пластическая деформация металлических монокристаллов обусловлена только наибольшими касательными напряжениями, т. е. описывается третьей теорией прочности (Шмидт и Боас, 1938). Однако в отношении к поликристаллическим материалам, т. е. таким, с которыми геологу преимущественно приходится иметь дело, результаты экспериментов не совпадают с теоретическими вычислениями.

Например, при растяжении брусков углеродистой стали наибольшее касательное напряжение  $\tau_s$ , приводящее к разрушению, которое, как известно, должно быть равно половине наибольшего нормального напряжения  $\sigma_s$ , в действительности, при опытах, оказалось значительно большим.

Сорт стали	$\sigma_s$	$\frac{1}{2} \sigma_s$	$\tau_s$
0,12% С . . . . .	22	11	14
0,35% С . . . . .	31	15,5	19
0,66% С . . . . .	42	21	26

Поэтому многие исследователи рассматривают третью теорию как неверную или в лучшем случае приближенную, что привело к разработке четвертой энергетической теории прочности. Сущность четвертой теории сводится к тому, что критерием, определяющим переход

$У \rightarrow П$ , является не напряжение, а энергия упругой деформации<sup>1</sup>.

Однако еще М. Рош и А. Эйхингер (1929) указали, что четвертая теория прочности может быть трактована как одна из разновидностей третьей теории. На той же точке зрения стоит Я. Б. Фридман (1943), который указывает, что непосредственно из формулы, дающей зависимость энергии изменения формы от главных напряжений

$$A_{\Phi} = \frac{1+\nu}{6E} (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2,$$

видно, что эта энергия связана с разностями главных напряжений, т. е. опять-таки с максимальными касательными напряжениями:

$$(\sigma_1 - \sigma_2), (\sigma_1 - \sigma_3) \text{ и } (\sigma_2 - \sigma_3).$$

Очевидно, что и дальнейшее развитие пластической деформации после перехода за предел текучести обусловлено касательными напряжениями. Поэтому в первом приближении Я. Б. Фридман принимает для перехода  $У \rightarrow П$  третью теорию прочности.

Показав применимость третьей теории прочности для перехода  $У \rightarrow П$ , Я. Б. Фридман делает очень интересный (в том числе для геологов) вывод, который состоит в следующем. Пластичные материалы лучше противостоят отрыву (растягивающим напряжениям) и разрушаются касательными напряжениями. При испытаниях обычными способами у пластичных веществ большей частью даже не удастся определить величину предельных напряжений отрыва, потому что раньше происходит их разрушение путем скалывания (Фридман, 1946, стр. 5; Беляев, 1950, стр. 732).

Наоборот, хрупкие материалы значительно легче разрушаются растягивающими напряжениями и хорошо противостоят касательным напряжениям.

На этом основании впервые в науку о физико-механических свойствах материалов вводится понятие вязкой прочности, которая есть не что иное, как сопротивление срезу и хрупкой прочности — сопротивление отрыву (Фридман, 1943, стр. 42). Обе прочности для одного и того же материала имеют обычно совершенно различную величину.

**Трещины, генетически связанные с упругой и пластической деформацией.** Из установленного факта, что пластичные вещества разрушаются путем скалывания, следует вывод, что многие системы трещин скола, наблюдаемые в горных породах, есть результат пластической деформации. Однако имеем ли мы основание относить все трещины скалывания, наблюдаемые в горных породах, к проявлениям пластических деформаций и рассматривать все трещины отрыва как результат упругих деформаций? Нам представляется, что такой вывод был бы неправильным.

Несмотря на большой интерес выводов Я. Б. Фридмана, повидному, они справедливы только для определенных условий, в которых происходит деформация материалов, обладающих определенными физико-механическими свойствами (экспериментальный материал, на котором основаны выводы этого исследователя, характеризует поведение веществ, в том числе металлов, в обычных лабораторных условиях).

<sup>1</sup> Для получения наилучшей сходимости с результатами опытов Губер (цитируется по Н. М. Беляеву, 1938) предложил учитывать не полную энергию деформации, а разность между полной энергией и энергией изменения объема (так называемую энергию изменения формы).

Определение границ применимости теории Я. Б. Фридмана в геологии — предмет будущих исследований.

По Н. М. Беляеву (1951, стр. 777—779), в одних случаях возможен хрупкий отрыв — без пластических деформаций, в других — вязкий отрыв, сопровождающийся значительными пластическими деформациями. Некоторые материалы разрушаются от среза при сравнительно небольших деформациях (5—15%), т. е. имеет место «хрупкий срез» или скалывание.

Лабораторные исследования каменных материалов на разрушение путем сжатия также показывают, что у большинства горных пород в условиях зажима (когда между передающим усилие поршнем и образцом нет смазки или свинцовой прокладки), т. е. в условиях обычных и в природной обстановке, разрушение происходит без существенных пластических деформаций, т. е. путем хрупкого среза (скалывания). Возможно, в данных случаях трещины скалывания часто представляют результат раздробления агрегатов зерен породообразующих минералов (Гинзбург и Розанов, 1951, стр. 139 и 141).

Образование четвертичных надвигов, плоскости которых обнажаются непосредственно на поверхности в Тянь-Шане и на Алтае, в верхних частях земной коры не сопровождается заметной пластической деформацией и также происходит по типу хрупкого среза (скалывания).

Вот почему нельзя все трещины скалывания считать обязанными пластическим деформациям, а все трещины отрыва — вызванными упругими деформациями.

#### Ориентировка трещин в горных породах относительно главных осей деформации

Для того чтобы иметь возможность изучать генезис деформационных структур горных пород, сравнивать их между собой, и, самое важное, предугадывать особенности всего комплекса структурных элементов на изучаемом участке земной коры, необходимо уметь определять ориентировку трещин относительно главных осей деформации и, наоборот, ориентировку главных осей деформации по расположению трещин.

Генетический тип трещин — принадлежность их трещинам скалывания или трещинам отрыва обычно определяется по морфологическим признакам, описанным выше.

**Квадрант сжатия и расширения.** В простейшем случае, как уже было указано, две сопряженные системы трещин скалывания развиваются под углом приблизительно в  $45^\circ$  относительно осей деформации  $A$  и  $C$ , пересекаясь в оси  $B$ . В том квадранте, образуемом пересекающимися трещинами, где относительное перемещение вдоль трещин направлено внутрь, биссектрисой угла является меньшая главная ось деформации  $C$  (рис. II-23 а). Это так называемый квадрант сжатия. Квадрант, в котором относительное перемещение направлено наружу, называется квадрантом расширения, и биссектрисой угла в нем является ось деформации  $A$ .

Практически, в поле, чтобы определить ориентировку осей деформации, необходимо установить направление перемещения хотя бы по одной системе трещин скалывания. Если в нескольких случаях удастся надежно зафиксировать, скажем, смещение более древних прожилков или характерных слоев вдоль трещин скалывания (рис. II-23 б), этим самым иногда определяется положение квадрантов сжатия и расширения и, следовательно, ориентировка главных осей деформации.

**Комплексы сопряженных систем трещин скалывания.** Полевые наблюдения показывают, что в очень большом количестве случаев, кроме

сопряженной системы плоскостей скалывания, пересекающихся в оси  $B$  (а так как таких пересечений и плоскостей может быть много, правильнее говорить о трещинах, пересекающихся в зоне оси  $B$ ), одновременно образуются также системы плоскостей скалывания в зонах осей  $C$

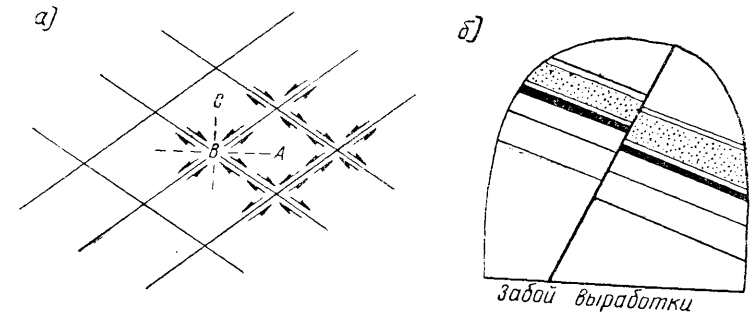


Рис. II-23. Квадранты сжатия и расширения

а) квадранты сжатия и расширения в системе сопряженных трещин скалывания; б) определение положения квадрантов сжатия и расширения в забое выработки по смещению пород вдоль трещины скола

и даже  $A$ . Явление это объяснимо с точки зрения представлений об объемном напряженном состоянии вещества при тектонических деформациях.

Вопрос об условиях образования комплексов сопряженных систем трещин скалывания рассматривался А. А. Белицким (1949) на примере изучения трещин квиважа разлома в складчатых структурах Кузнецкого бассейна в Сибири.

Одним из важных факторов, определяющих, какое количество пар сопряженных систем трещин скалывания, принадлежащих разным зонам, может образоваться в данных условиях, по мнению Белицкого, является отношение между величиной возникающих в горной породе напряжений и пределом прочности этой породы на сжатие. Его рассуждения таковы: допустим, что при некоторых значениях  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  и соответственно  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  и  $\tau_3$  (рис. II-24) предел прочности породы на сжатие равен  $\tau_1$ . Очевидно, в таком случае возможна только упругая и в очень малой мере пластическая деформация, однако образования трещин скалывания не произойдет. Если прочность породы на скалывание равна  $\tau_2$  в ней при данных значениях напряжений образуется только одна сопряженная система трещин скалывания, в зоне оси  $B$ . При  $\tau_3$  уже возможно образование двух сопряженных систем трещин скалывания в зонах осей  $B$  и  $C$ , наконец, при  $\tau_4$  сопряженные системы трещин скалывания образуются в зонах всех трех главных осей деформации.

Следовательно, в разнообразных условиях возможно одновременное формирование в одних и тех же породах от двух до шести систем трещин скалывания при тектонических движениях.

Приведенные рассуждения встречают серьезные возражения и, возможно, недостаточно строги. Однако одновременное образование нескольких сопряженных систем трещин скалывания допущается многими исследователями.

Экспериментально шесть систем трещин скалывания были получены А. А. Белицким путем сжатия парафиновых

брусков в закрытом ящике с поршнем при нагрузке на брусок не только с боков, но и сверху. опыты производились при двух различных способах приложения сил — путем прямого сжатия и путем применения пары сил. При осевом сжатии продольные и поперечные трещины падают под углом, близким к  $45^\circ$ , а диагональные имеют вертикальное падение. При вращательном сжатии получались те же системы трещин,

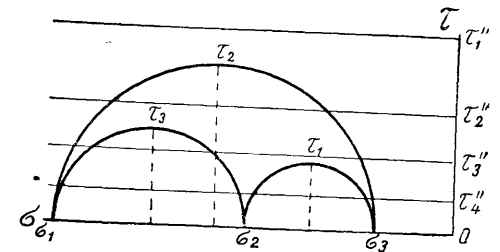


Рис. II-24. Условия образования двух, четырех и шести систем плоскостей трещин скалывания в зависимости от изменения характеристики прочности породы

что и при осевом сжатии. Однако диагональные плоскости скольжения (трещины), в отличие от опытов, проводившихся при осевом сжатии, приобрели наклон с углом от 40 до 70°. В продольных трещинах штрихи скольжения при осевом сжатии составили с простиранием трещин угол 90°, при вращательном сжатии он был равен 60—70°, т. е. к надвигам присоединяются элементы сдвига.

При изучении трещинной тектоники весьма распространено стремление во всех случаях относить образование каждой пары сопряженных систем трещин скалывания к особому этапу деформации. Таким образом, часто без достаточных оснований выделяются два или три самостоятельных тектонических этапа, причем ориентировка главных осей деформации в каждый этап предполагается иной.

Комплексы сопряженных систем трещин, образованные в единый тектонический этап, могут давать пересечения и смещения. Величина деформирующих напряжений в разных направлениях различна, и в связи с этим в один и тот же этап приложения тектонических сил некоторые системы трещин могут опережать в своем образовании формирование систем трещин другого направления. Поэтому само по себе наличие смещений одних трещин другими, при отсутствии других достаточно веских фактов, еще не дает права разделять системы трещин на разновозрастные группы (Пэк 1947, стр. 7).

Конечно, не следует впадать в другую крайность и относить все системы трещин к одному тектоническому этапу. Каждый раз вопрос должен решаться на основании конкретных геологических данных.

В Кузнецком бассейне, в Прокопьевско-Киселевском районе А. А. Белицкий в углях, аргиллитах и песчаниках выделено одиннадцать систем трещин (рис. II-25). Десять из одиннадцати систем принадлежат трещинам скалывания. Четыре из них являются поперечными по отношению к преобладающему простиранию пород района, четыре диагональные и две системы трещин продольные. Все эти трещины наклонные, с падением от 35 до 75°. Образовались трещины, как предполагает Белицкий, в два этапа тектонических движений. В каждый этап образовались две поперечные и две диагональные системы трещин.

Н. И. и М. Б. Бородаевские (1947) описывают пять систем кварцево-колчеданных жил в трещинах скалывания. Две системы простираются широтно и падают на юг и север под углами 40—50°, две системы диагональные, с падением на юго-восток и северо-восток под углами около 45° и одна система меридиональная, с падением на восток под углом 60—90°. По данным упомянутых исследователей, возникновение трещин было одноактным процессом.

**Вращение плоскостей скалывания.** При бесконечно малой абсолютно упругой деформации плоскости скалывания, как известно, образуют угол 45° относительно оси деформации  $S$  (и соответственно относительно оси  $A$ ). При совершенной пластической деформации тело деформируется путем течения в твердом состоянии, причем будет происходить ламинарное скольжение по плоскостям, ориентированным перпендикулярно по отношению к оси деформации  $S$ . При действительно происходящих в природе упруго-пластических деформациях наблюдаются разнообразные промежуточные случаи. Предполагается, что по мере развития упруго-пластической деформации в некоторых случаях можно наблюдать вращение плоскостей скалывания в связи с увеличивающимся значением пластической деформации. Понятно, что при этом вращение одной системы трещин осуществляется по часовой стрелке, другой — против часовой стрелки.

Биссектриса острого и тупого углов пересекающихся трещин скалывания. Хотя теоретически трещины ска-

лывания в случае упругой деформации должны развиваться под углом 45° относительно оси деформации  $S$ , практика лабораторных испытаний материалов показывает, что ось  $S$  (соответствующая при сжатии образцов направлению невращательной силы) является биссектрисой острого угла между образующимися трещинами скалывания, т. е. скалывание происходит под углом меньше 45° относительно оси деформации  $S$ . Причина этого явления заключается в том, что трещины скалывания образуются в условиях, когда деформируемое тело упруго сжато вдоль оси  $S$ . После снятия деформирующей силы сжатое тело отчасти возвращается к первоначальной форме, и угол между трещинами скалывания уменьшается.

Так как условия упруго-разрывной деформации могут осуществляться при быстрой деформации пород во время сейсмических ударов, можно предполагать, что в некоторых случаях и в природной обстановке ось деформации  $S$  является биссектрисой острого угла между пересекающимися системами трещин скалывания. Однако большинство деформаций в земной коре происходит по типу упруго-пластических, и в этих случаях ось деформации  $S$  является биссектрисой тупого угла между системами трещин скалывания.

**Трещины и поверхности односистемного скалывания.** В природе часто наблюдаются серии трещин и поверхностей односистемного скалывания. Для объяснения их образования предложена следующая гипотеза Г. Беккера (1893), основанная на представлениях о вращении плоскостей скалывания.

Если деформировать тело вращательным усилием, т. е. парой сил, оси деформации в этом теле поворачиваются относительно первоначального положения. На рис. II-26  $A$  и  $S$  обозначают первоначальное положение осей деформации,  $A^1$  и  $S^1$  — их положение после некоторого поворота вокруг оси  $B$ , связанного сдвиговому элементу внешних усилий.  $NN_1$  обозначает положение поверхностей скалывания, соответствующее первоначальному положению осей деформации  $A$  и  $S$ .

В процессе деформации поверхности скалывания не только повернутся на тот же угол, соответствующий новому положению осей деформации  $A^1$  и  $S^1$ , но также произойдет, как установлено выше, вращение плоскостей скалывания. Плоскость  $N$  развернется против часовой стрелки, и суммарный угловой поворот ее будет больше поворота системы осей деформации. Плоскость  $N_1$  развернется по часовой стрелке и суммарный угловой поворот ее будет определяться разностью между поворотом системы против часовой стрелки и разворотом плоскости  $N_1$ , по часовой стрелке. Эти различия в повороте одной и другой системы поверхностей скалывания отражены на диаграмме разным размером заштрихованных центральных углов.

Так как угловые скорости перемещения одной и другой систем поверхностей скалывания не равны, материал горных пород будет деформироваться различным образом по тому и другому направлению, что и выражается в развитии по одному направлению системы поверхностей скалывания, тогда как по другому направлению сопряженная система поверхностей скалывания не развивается.

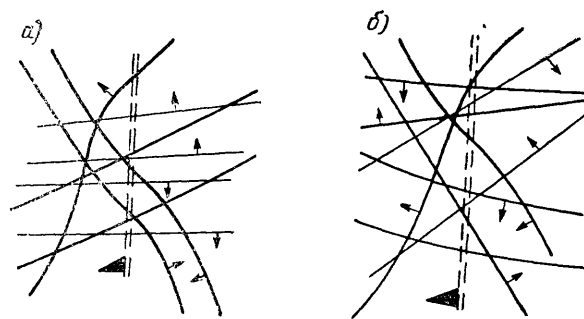


Рис. II-25. Схема расположения трещин а) в Прокопьевском и б) в Киселевском районах. Двойным пунктиром и жирной стрелкой показаны след осевой плоскости складки и направление ее падения

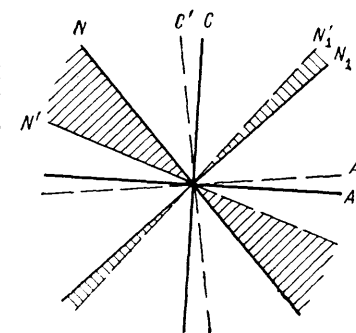


Рис. II-26. Диаграмма, иллюстрирующая образование односистемного скалывания (гипотеза Г. Ф. Беккера)

Рассмотренная гипотеза о причинах односистемного скалывания, однако, ни в коем случае не может претендовать на универсальность. Не всегда односистемное скалывание есть результат вращательных тектонических сил. Известно, что в результате пластических деформаций в породах могут развиваться системы поверхностей ламинарного скольжения в направлении, перпендикулярном к оси деформации *C*, вероятно, без участия вращательных сил. Эти поверхности также представляют результат односистемного скалывания.

**Системы трещин отрыва.** Механически наиболее легко система трещин отрыва возникает в плоскости *BC*, т. е. она располагается перпендикулярно к главной оси деформации *A*, по которой происходит наибольшее удлинение. Однако в складчатых областях, где ось *A* располагается вертикально, широкому образованию трещин отрыва *BC* препятствует нагрузка вышележащих пород и потому в региональном плане эти трещины нехарактерны. Наоборот, наиболее широким распространением в складчатых областях пользуются трещины отрыва в плоскости *AC*, расположенные перпендикулярно по отношению к главной оси деформации *B*.

**Системы сопряженных крупноамплитудных трещин и трещины оперения.** Выше были рассмотрены трещины и поверхности скалывания, обладающие очень малыми амплитудами перемещений по отдельным поверхностям. Оказывается, что и крупноамплитудные сбросовые, взбросовые, надвиговые и сдвиговые трещины обычно в полной мере могут анализироваться при помощи квадрантов сжатия и расширения и соответствующего построения ориентировки осей деформации.

Ф. И. Вольфсоном было показано (1947 б), что если по крупной тектонической трещине устанавливаются определенные сдвиговые перемещения, то смещения по примыкающим к этой трещине сколовым разрывам часто происходят по правилу квадрантов сжатия и расширения.

Частным случаем трещин, сопряженных с разрывами значительной амплитуды, являются трещины оперения, быстро затухающие по бокам главной трещины (откуда и название — оперение). Очень важно, что трещины оперения могут быть двух совершенно различных генетических типов — скалывания в зоне оси *B* и отрыва *BC*. Схема образования тех и других трещин показана на рис. II-27. Из нее видно, что острый угол, образуемый трещинами оперения типа отрыва, направлен в сторону движения того блока пород, в котором образовалась трещина. Наоборот, острый угол, образуемый трещинами оперения типа скалывания, направлен в сторону, противоположную движению блока пород, вмещающих трещины.

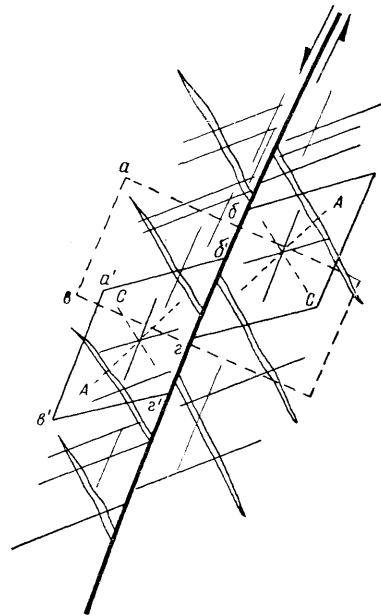


Рис. II-27. Схема образования трещин оперения вдоль сбросовой плоскости

*abγδ* — некоторый квадрат, вписанный в породу до начала движения по сбросу; *a'b'γ'δ''* — параллелограмм, в который превратился первоначальный квадрат, по мере развития деформации; *A* и *C* — главные оси деформации. Тонкими линиями показаны образующиеся трещины скалывания, двойными линиями — трещины отрыва

Частным случаем трещин, сопряженных с разрывами значительной амплитуды, являются трещины оперения, быстро затухающие по бокам главной трещины (откуда и название — оперение). Очень важно, что трещины оперения могут быть двух совершенно различных генетических типов — скалывания в зоне оси *B* и отрыва *BC*. Схема образования тех и других трещин показана на рис. II-27. Из нее видно, что острый угол, образуемый трещинами оперения типа отрыва, направлен в сторону движения того блока пород, в котором образовалась трещина. Наоборот, острый угол, образуемый трещинами оперения типа скалывания, направлен в сторону, противоположную движению блока пород, вмещающих трещины.

Зная коэффициент Пуассона, можно определить изменение объема материала при сжатии и растяжении в пределах пропорциональности, т. е. упругие изменения объема, что для геологов интересно в случаях изучения сейсмических ударов.

Трещины оперения широко используются в геологической практике для определения направления смещений по крупным разрывам. Однако, как видно из сказанного выше, прежде чем определять направление смещения, нужно твердо установить, с какими оперенными трещинами — скалывания или отрыва мы имеем дело. Иногда это удается установить по морфологии трещин, иногда нет. В последнем случае решение задачи становится неопределенным [6].

## ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ДЕФОРМАЦИИ

До последних лет изменение объема горных пород при деформациях и связанные с этим явления особенности формирования тектонических структур не принимались в расчет на том основании, что при деформации материала (горной породы) сохраняется равенство межмолекулярных расстояний и, следовательно, объем его остается постоянным. Между тем накапливается все больше и больше фактов, показывающих, что пренебрегать изменением объема горных пород при анализе деформаций горных пород нельзя (Крейтер, 1947). Давно известно, что положение о сохранении межмолекулярных расстояний даже для монокристаллических тел не совсем справедливо. При упругой деформации происходит изменение объема деформируемого тела как раз в связи с нарушением межмолекулярных расстояний.

При осевом сжатии или растяжении упруго деформирующееся тело будет соответственно увеличивать или уменьшать свой размер в поперечном направлении. Частное от деления величины относительного изменения размеров образца в поперечном направлении на величину его относительного продольного сокращения или удлинения, в пределах пропорциональности, называется коэффициентом Пуассона ( $\delta$ ). Для сжатия и для растяжения коэффициенты Пуассона будут соответственно выражаться так:

$$\delta_c = \frac{\text{удлинение по } A}{\text{сокращение по } C}; \quad \delta_p = \frac{\text{сокращение по } C}{\text{удлинение по } A}.$$

Коэффициент Пуассона для разных материалов изменяется от 0 до 0,5:

Парафин . . . . .	0,50	Гранит . . . . .	0,2
Каучук . . . . .	0,47	Другие породы . . . . .	0,16—0,34
Свинец . . . . .	0,45	Стекло . . . . .	0,197—0,319
Сталь . . . . .	0,25—0,33	Бетон . . . . .	0,08—0,28
Железо . . . . .	0,243—0,310	Пробка . . . . .	0,00

Для материалов, представляющих особенный интерес в геологии, коэффициент Пуассона при сжатии ( $\delta_c$ ) существенно отличается от коэффициента Пуассона при растяжении ( $\delta_p$ ). Так, для бетона  $\delta_c = 0,17$ , а  $\delta_p = 0,1$ .

Г. В. Трапезников (1929) показал периодичность изменения  $\delta$  по длине образца. Исчерпывающее объяснение этому факту пока не найдено, но для геологов всякие волновые изменения интенсивности деформаций представляют очень большой интерес.

Зная коэффициент Пуассона, можно определить изменение объема материала при сжатии и растяжении в пределах пропорциональности, т. е. упругие изменения объема, что для геологов интересно в случаях изучения сейсмических ударов.

Относительное изменение объема при линейном напряженном состоянии равно (Беляев, 1951, стр. 40):

$$\eta = \frac{V_1 - V}{V} = \frac{\sigma}{E} (1 - 2\delta),$$

где:  $V$  — первоначальный объем,  $V_1$  — объем после деформации,  $\sigma$  — нормальное напряжение,  $E$  — модуль упругости первого рода (Юнга).

При объемном напряженном состоянии:

$$\eta = \frac{V_1 - V}{V} = \frac{1 - 2\delta}{E} (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3),$$

где  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  — три главных нормальных напряжения.

При сжатии  $\eta$  имеет отрицательное значение, характеризуя уменьшение объема, при растяжении — положительное значение соответственно происходящему увеличению объема. Из уравнения видно, что только те материалы, которые имеют коэффициент Пуассона, равный 0,5, не изменяют своего объема при деформации. Однако величина изменения объема при упругой деформации невелика и, возможно, не в этом направлении надо искать главные причины изменений объема горных пород под воздействием тектонических сил.

Можно указать на два других явления, приводящие к существенному изменению объема горных пород при деформации. Во-первых, изменение объема происходит за счет уменьшения межзеренных пор в горных породах, представляющих, как известно, агрегаты кристаллических зерен или обломков. Во-вторых, имеет место и другой процесс, повидимому, до сих пор совершенно недостаточно учитывающийся и играющий, вероятно, громадную роль. Он заключается в изменении межмолекулярных расстояний в связи с массовым образованием новых минералов при явлениях динамического метаморфизма (Грубенман, Полканов, Харкер).

### Гипотеза деформации горных пород Г. Ф. Беккера (1893)

В геологической литературе деформация горных пород до сих пор рассматривалась большей частью на основе гипотезы Беккера. Этот исследователь использовал существующее в теории упругости понятие об эллипсоиде напряжения, поверхность которого при бесконечно малой, однородной, упругой деформации является индикатрисой, указывающей размеры напряжений в любом заданном направлении. Основываясь на законе Гука, согласно которому деформации в изотропных, упругих телах прямо пропорциональны напряжениям, Беккер вводит понятие об эллипсоиде деформации, совершенно подобном (гомологичном) эллипсоиду напряжений и имеющем ту же ориентировку. Отсюда и обратное положение — всякая сфера (шар), мысленно вписанная в упругое, изотропное тело, при деформации последнего обязательно должна превратиться в эллипсоид, геометрические формы которого будут точно отражать величину напряжений в различных направлениях. Используя свойство эллипсоида, заключающееся в том, что два главных его круговых сечения (рис. II-28 а) при бесконечно малой деформации располагаются под углом  $45^\circ$  к главным осям, например  $A$  и  $C$  (в этих же сечениях в таком случае действуют максимальные скальвающие силы), Беккер делает предположение, что круговые сечения эллипсоида и при значительных деформациях представляют реальные плоскости скальвания. Известно, что чем больше будет разница длины максимальной и минимальной осей эллипсоида, тем больший угол будут составлять плоскости круговых сечений с меньшей осью эллипсоида. Угол, образуемый одной (любой) из систем круговых сечений эллипсоида (рис. II-28 а) с короткой его осью, может быть вычислен из формулы:

$$\theta = 90^\circ - \omega,$$

где  $\omega$  определяется из уравнения  $\operatorname{tg} \omega = \frac{c \sqrt{a^2 - b^2}}{a \sqrt{b^2 - c^2}}$ , причем  $a = \frac{A}{2}$ ,  $b = \frac{B}{2}$  и  $c = \frac{C}{2}$ , т. е. они являются полуосями эллипсоида с  $A > B > C$ .

Деформация первоначальной сферы в эллипсоид Беккером рассматривается как результат двух способов приложения сил — чистого сдвига и сдвига. При чистом сдвиге тело подвергается в одном направлении сжимающему усилию, равному по величине растягивающему усилию в другом направлении. Нетрудно доказать, что при чистом сдвиге на плоскостях максимальных скальвающих (касательных) напряжений под углом в  $45^\circ$  к главным осям деформации не будет нормальных напряжений (см. рис. II-16 б).

Эллипсоид можно представить составленным из бесконечно большого количества бесконечно тонких кругов (рис. II-28 б), параллельных главным круговым сечениям. Отсутствие нормальных напряжений на этих круговых сечениях при деформации эллипсоида путем чистого сдвига позволяет сделать вывод о том, что не может произойти

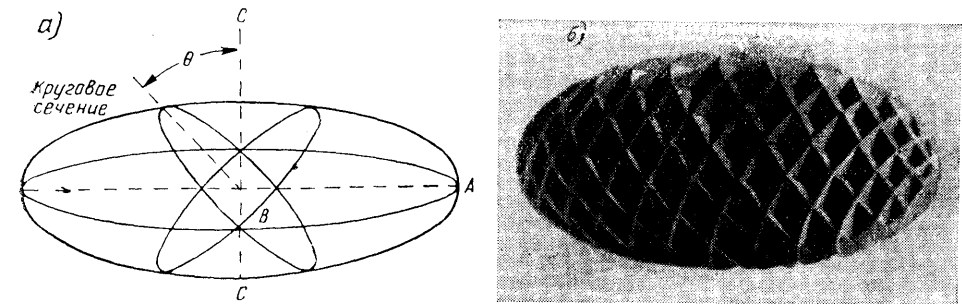


Рис. II-28. Эллипсоид деформации

а) главные круговые сечения эллипсоида. Ось  $A$  — наибольшая ось эллипсоида; ось  $C$  — наименьшая ось; ось  $B$  — средняя ось; б) модель эллипсоида, составленная двумя системами взаимно пересекающихся круговых сечений

никакого взаимного оближения или удаления круговых сечений. В связи с этим, по Беккеру, при деформации способом чистого сдвига не происходит уменьшения или увеличения объема деформируемого вещества.

Беккер ограничивает свой анализ условием, что деформация является плоской или двуслойной, т. е. средняя ось эллипсоида  $B$  не изменяется, все время оставаясь равной радиусу первоначальной сферы.

Поскольку гипотеза Беккера объясняла явление внутреннего вращения плоскостей скальвания при увеличении деформации горных пород и образование односистемного скальвания, геологи относились к гипотезе положительно. Однако мы могли видеть, что анализ деформации горных пород обычно можно осуществить с таким же успехом, не прибегая к гипотезе эллипсоида деформации, основываясь на представлении о трех главных осях деформаций.

В настоящее время можно считать установленным, что гипотеза Беккера только формально объясняет особенности деформации горных пород. Механизм деформации, изображаемый при помощи эллипсоида, только качественно, да и то не всегда, отражает реальные природные явления деформации в горных породах. Что же касается количественных характеристик, вытекающих из гипотезы Беккера, то они обычно непригодны для использования.

Одно из главных положений гипотезы Беккера о том, что скальвание происходит по круговым сечениям эллипсоида, при увеличении размеров деформации, не выдерживает критики.

Мы уже видели, что единая гипотеза деформации вообще не может быть предложена, и в целом объединенная теория деформации горных пород должна разрабатываться с учетом существования по крайней мере двух существенно различных способов деформации — упругих, переходящих в разрывные (хрупких) и приводящих к скальванию и отрывам без существенного участия пластического течения, и, с другой стороны, упругих, переходящих в пластические и далее в разрывные.

Идея о деформации путем скальвания по системам плоскостей, образующих косой угол с осями эллипсоида деформации, приложена в основном к хрупким деформациям. В том случае если породы деформируются преимущественно пластически, скольжение происходит по плоскостям, параллельным (или близко параллельным) направлению максимального удлинения. Таким образом, односистемное скольжение отнюдь не всегда является результатом сдвига (т. е. действия пары сил), как это предполагается Беккером (1893) и Шмидтом (1932), но также может быть результатом течения материала в твердом состоянии. В последнем случае эллипсоид даже грубо качественно не отражает конечной формы деформируемого тела, потому что

первоначальный шар в процессе деформации превращается в тело сложной формы, удлиненное в направлении течения. И хотя любая пластическая деформация содержит элементы упругой деформации, последняя в связи с тем, что она не переходит в разрывную, не оставляет в породе следов скольжения по двум системам сколовых поверхностей.

Отсюда вытекает важный вывод — поверхности скольжения при преобладании хрупких деформаций и в начальные стадии пластических деформаций располагаются под косым углом к направлению наибольшего сокращения деформируемого тела, но в крайних случаях преимущественно пластических деформаций они принимают положение, перпендикулярное направлению наибольшего сокращения. Поэтому дискуссия об ориентировке поверхностей кливажа и его генезисе, в свое время имевшая место между Г. Беккером и К. Ван-Хайзом (1896 а, б) и продолжающаяся между некоторыми исследователями до наших дней по сути дела беспредметна, ибо и Беккер и Ван-Хайз были правы в ограниченных пределах.

В общем, пренебрегая деталями, можно считать, что некоторые разновидности кливажа разлома образуются при хрупких деформациях вдоль плоскостей скольжения, составляющих косой угол с главными осями деформации (это кливаж, обязанный преимущественно явлениям межслоевого проскальзывания в складках, и некоторые сопряженные системы трещиноватости в массивных породах). Кливаж течения и оставшая часть кливажа разлома, тесно связанная с кливажем течения, образуются в связи со скольжением в плоскости АВ главных осей деформации при пластическом течении.

Последние работы советских исследователей вводят еще один важный аргумент против гипотезы Беккера. Повидимому, вращение плоскостей скалывания, сопровождаемое увеличением угла между ними и главной осью деформации С, не существует в форме механизма постепенного разворачивания в противоположных направлениях поверхностей скалывания. По Ю. А. Косыгину, И. В. Лучицкому и Ю. А. Розанову (1949), при деформации гипса с применением небольших и средних усилий происходит образование трещин скалывания с образованием зон дробления в кристаллическом веществе. При приложении более значительных усилий, в условиях всестороннего давления, пластическая деформация в том же материале развивается совершенно независимо, накладываясь и пересекая ранее образовавшуюся систему трещин скалывания. Никаких признаков вращения однажды образовавшейся системы трещин скалывания обнаружено не было. Приведенные факты следует принимать как предварительные, но весьма правдоподобные. Они не обязательно должны противоречить общему принципу, в соответствии с которым при повышении роли пластической деформации угол, составляемый поверхностями скалывания с главной осью деформации С увеличивается. Возможно, что это увеличение не обязано механизму постепенного разворачивания, а определяется конкретными условиями в момент разрыва. Если разрыв наступил при преобладании упругих деформаций, угол будет близок к 45°, если разрыв наступил в условиях господства пластической деформации, угол оказывается большим и может достигать 90°.

Наконец, невозможность использования геометрических свойств эллипсоида деформации Беккера для каких бы то ни было количественных характеристик деформаций горных пород связана с тем, что многочисленные ограничения, введенные в гипотезу эллипсоида деформации, противоречат действительным природным условиям, что видно из следующего:

- 1) деформации горных пород только в некоторых случаях бывают однородными, огромное количество деформаций неоднородно;
- 2) горные породы обычно не гомогенны и часто ведут себя как анизотропные тела;
- 3) плоские деформации горных пород представляют в природных условиях исключение.

Брахиформность большинства складчатых сооружений указывает на объемный характер деформации. Сокращение осуществляется не только в направлении, перпендикулярном к длинным осям складок, но и в направлении простираемости складчатости (подробно об этом см. ниже). На такой же характер деформации указывает трещиноватость в складчатых районах. Часто поверхности скалывания и связанные с ними трещины развиваются не только в зоне оси В, но и в зоне оси С, образуя системы трещин, сопряженных по осям В и С.

Следовательно, применение при тектоническом анализе понятий Беккера о плоской деформации приводит к неправильным выводам, потому что опыт указывает на ведущую роль объемных напряжений в горных породах. Сведение наблюдаемых в природе деформаций к плоским недопустимо даже в грубой схеме, потому что при этом не находят объяснения образование ряда сопряженных тектонических структур.

Анализ объемного напряженного состояния при тектонических деформациях земной коры является единственно правильным методом изучения конкретных геологических структур, как при региональных исследованиях, так и при изучении месторождений полезных ископаемых;

- 4) постоянство объема при деформации горных пород также скорее исключение, чем правило;

5) наконец, сама обстановка чистого сдвига, анализируемая Беккером, необычна и почти никогда не имеет места в природе. В действительности многие деформации осуществляются при наличии единственно возможного направления движения — вверх, к поверхности. При такой обстановке на плоскостях скольжения возникают нормальные составляющие напряжений и происходит связанное с этим изменение объема деформируемых пород.

Приведенные соображения заставляют совершенно отказаться от применения математического аппарата гипотезы Беккера для анализа деформации горных пород.

## НЕОДНОРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

До сих пор мы рассматривали однородные деформации горных пород, т. е. такие, которые не сопровождаются искривлением первоначально прямых линий, проведенных в любом произвольном направлении в деформируемом теле.

Если, например, при ламинарном скольжении вдоль параллельных плоскостей относительное перемещение каждой пластинки одинаково, деформация является однородной и не происходит искривления первоначально прямых линий в деформируемом теле. В природе, кроме однородных или, вернее, приблизительно однородных деформаций, широко распространены неоднородные деформации, при которых разные части одного и того же тела деформируются различным образом, в связи с чем первоначально прямые линии искривляются.

Различают две главные причины образования неоднородных деформаций. Во-первых, неоднородность деформаций может быть связана с неоднородностью (гетерогенностью) горных пород. Очевидно, все горные породы в той или иной мере гетерогенны, т. е. имеют разные механические свойства в разных направлениях, поэтому применимость анализа однородных деформаций к природным условиям ограничивается случаями приблизительно однородности, когда гетерогенностью породы ввиду слабого ее выражения можно пренебречь. Во всех же остальных случаях гетерогенное поведение горных пород будет приводить к деформациям, которые мы будем называть эндогенно-неоднородными, подчеркивая этим обусловленность неоднородной деформации внутренними причинами — неоднородностью самих горных пород.

Во-вторых, неоднородность деформации может быть вызвана неоднородностью силового тектонического поля, изменением интенсивности напряжений в параллельных направлениях, а также в разных направлениях. Вызванные этой причиной деформации будем называть экзогенно-неоднородными, поскольку они обусловлены внешними относительно деформируемой породы причинами.

### ЭНДОГЕННО-НЕОДНОРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

С эндогенно-неоднородной деформацией связано образование некоторых типов трещин отрыва, трещин сплющивания и разнообразные деформации расслоенных пород, которые являются частично упругими и пластическими, частью же разрывными.

#### Трещины отрыва

Хотя теория А. Менаже, как мы указывали выше, непригодна в качестве универсальной теории образования трещин отрыва, некоторые типы трещин отрыва, несомненно, образуются в связи с неоднородностью деформируемых горных пород.

В. В. Белоусов (1948, стр. 338—345) объясняет образование систем трещин кливажа разлома в сравнительно хрупких породах, заключенных среди слоев более пластичных пород, как результат неоднородной деформации. Слои более пластичных пород, будучи подвергнуты сжимающим усилиям, несколько расплющиваются, уменьшаясь в мощности и увеличиваясь в площади распространения. Слои более хрупких пород не так легко подвержены расплющиванию и под воздействием растекающихся

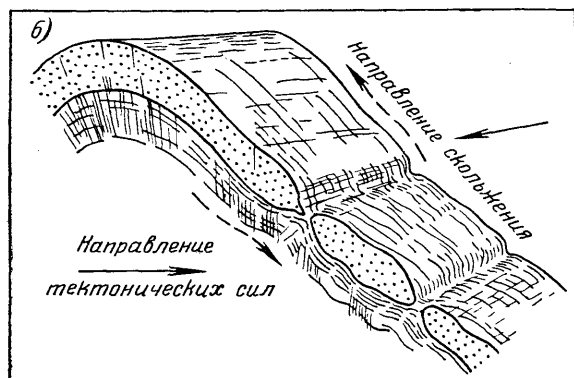
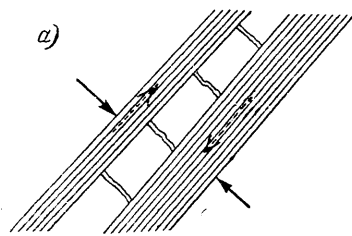


Рис. II-29. Неоднородная деформация при складкообразовании

а) образование трещин отрыва в слое относительно жестких пород, заключенном между пластичными породами; б) разлинзование пласта хрупких пород с образованием структуры будинаж (по Э. Клоосу)

масс окружающих пластичных пород разрываются, образуя системы трещин отрыва (рис. II-29а). В своем дальнейшем развитии это явление приведет к разлинзованию слоя хрупких пород с формированием так называемой структуры будинаж (рис. II-29б). Такой механизм в ряде случаев, повидимому, может иметь место, но преувеличивать его значение и объяснять таким образом образование всех или большинства характерных систем трещин кливажа разлома нельзя (глава VI).

#### Трещины сплющивания

Трещинами сплющивания называют трещины, ориентированные перпендикулярно по отношению к направлению действия тектонических сил. При

изучении гранитной тектоники эти трещины принято обозначать буквой *S*. Так же как и в случае некоторых типов трещин отрыва, их образование не может быть объяснено анализом напряжений при однородной деформации. Эти трещины, вероятно, представляют конечный результат дифференциального пластического течения вещества гетерогенных горных пород под действием тектонических напряжений. Пластическое течение в данном случае называется дифференциальным потому, что в связи с гетерогенностью вещества разные участки тела будут деформироваться с разной скоростью, и трещины сплющивания возникают как поверхности раздела между участками, удлиняющимися в различной степени.

#### Деформация расслоенных пород

Гетерогенность пород при деформации проявляется особенно сильно, если в них имеются поверхности слоистости, плоскости несогласий, пластовые тела магматических пород. В таких толщах пород дифферен-

циальные движения при деформации во многих случаях происходят вдоль плоскостей расслоения, как по направлениям наименьшей прочности. При этом происходит: а) скольжение вдоль плоскостей расслоения и б) изгибание слоев породы с образованием складок.

Если породы, сминающиеся в складки, сохраняют некоторую жесткость, относительное проскальзывание вдоль плоскостей расслоения будет происходить по совершенно определенному направлению. Каждый вышележащий слой в складке будет проскальзывать в сторону шарнира ближайшей антиклинали по отношению к нижележащему слою, который проскальзывает в сторону шарнира ближайшей синклинали (рис. II-30 а).

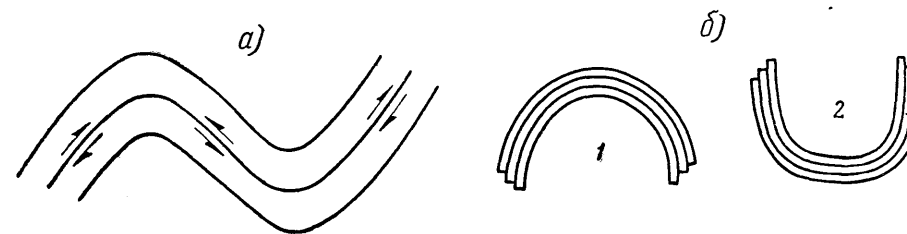


Рис. II-30. Деформация расслоенных пород

а) закономерность межслоевого проскальзывания при складкообразовании, б) межслоевое проскальзывание: 1) в антиклиналях, 2) в синклиналях

Причина такого направления относительного проскальзывания заключается в том, что каждый вышележащий слой относительно нижележащего слоя сминаемой в складки толщи будет изгибаться в дугу с большим радиусом кривизны в антиклинальной части складки и с меньшим радиусом кривизны в синклиальной части складки (рис. II-30 б). Эта закономерность относительного смещения слоев в складках имеет исключительно большое значение при формировании тектонической структуры складчатых толщ и мы в дальнейшем неоднократно будем возвращаться к ней<sup>1</sup>.

В связи с тем, что одновременно с проскальзыванием слоев относительно друг друга происходит их изгибание, местная ориентировка трех главных осей деформации будет изменяться в разных частях изогнутого слоя. Происходит вращение главных осей деформации. В связи с этим здесь целесообразно сделать общий обзор различных случаев вращения главных направлений деформаций при разных условиях.

Вращения главных направлений деформации (излагается по А. В. Пэку, 1939). Всякая деформация, однородная или неоднородная, сопровождается вращениями главных направлений деформации. Следует различать следующие случаи.

1. Внутренние вращения при невращательных напряжениях (невращательная однородная деформация). Как известно, при приложении направленного невращательного усилия главные оси деформации не изменяют своей ориентировки. Но в связи с тем, что первоначально упругая деформация по мере развития переходит в упруго-пластическую, происходит поворот сопряженной системы плоскостей скалывания, которые при увеличении деформации образуют все больший угол с главной осью *S* деформации. Поэтому мы говорим о внутреннем вращении главных направлений деформации (в данном случае — поверхностей скалывания) при невращательном напряжении (рис. II-31 а).

<sup>1</sup> Ниже, в главе IV, посвященной складчатости, будет уточнено, что межслоевое проскальзывание свойственно только определенным генетическим типам складок и может совсем отсутствовать в других типах складок.



2. Внутренние вращения при вращательных силах (вращательная однородная деформация). При приложении вращательного усилия по мере развития деформации происходит не только поворот сопряженной системы плоскостей скалывания относительно главных осей деформации, но и сами главные оси деформации также будут поворачиваться (рис. II-31 б).

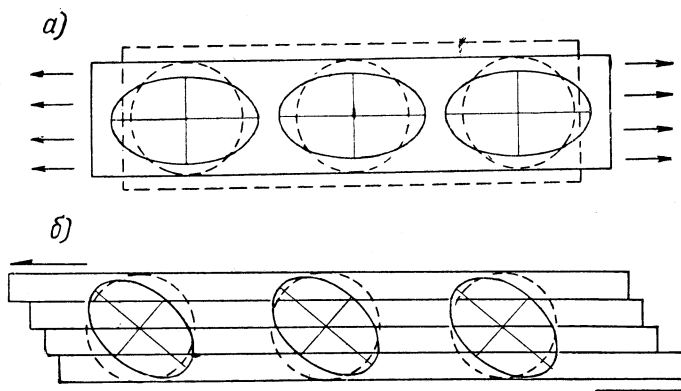


Рис. II-31. Внутреннее вращение

а) при приложении невращательных сил. Главные оси эллипсов не вращаются;  
б) при приложении вращательных сил. Все оси эллипсов испытывают вращение

Оба рассмотренных случая вращения главных направлений деформации относятся к внутренним вращениям, потому что разные участки одного и того же тела не испытывают поворотов относительно друг друга. Именно только такие вращения свойственны однородным деформациям.

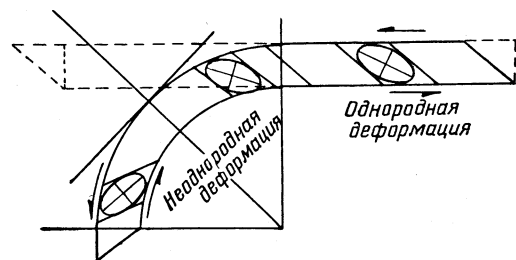
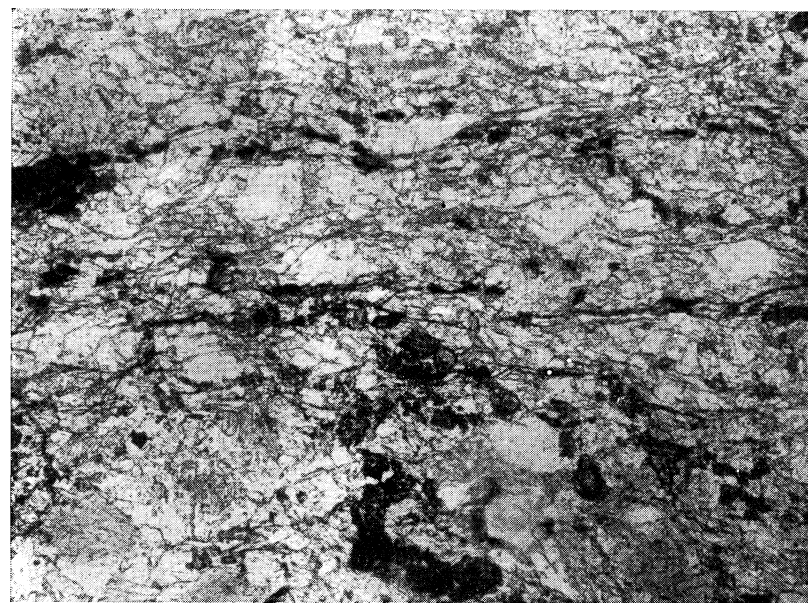


Рис. II-32. Скольжение с изгибом, сопровождаемое внешним и внутренним вращением (левая часть схемы) и скольжение без изгиба, с внутренним вращением (правая часть схемы)

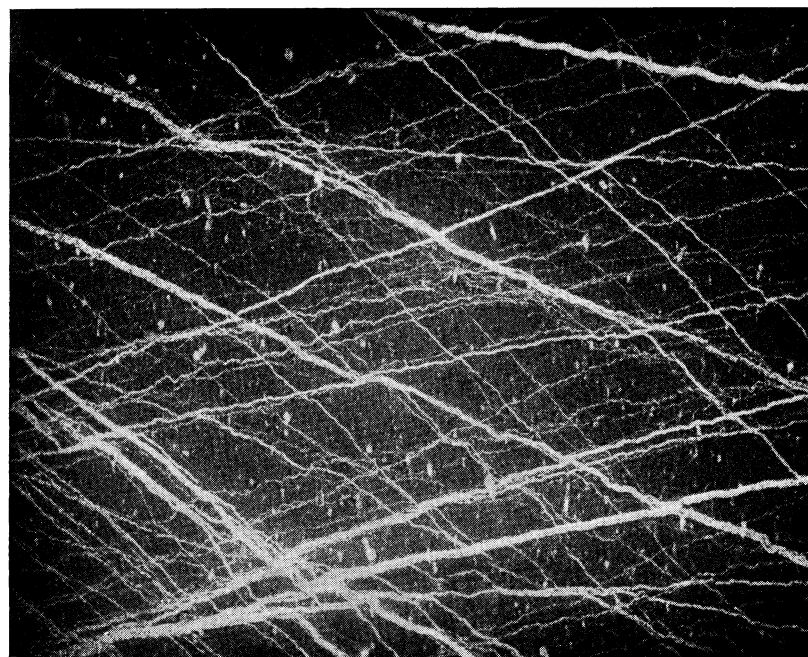
зевании путем скольжения с изгибом осей деформации в разных местах (рис. II-32).

#### ЭКЗОГЕННО-НЕОДНОРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В случаях экзогенно-неоднородных деформаций (излагается по А. В. Пэку, 1939) наблюдается изменение от места к месту амплитуды и направления относительного перемещения вещества вдоль плоскостей скольжения, что является следствием различной скорости ламинарного



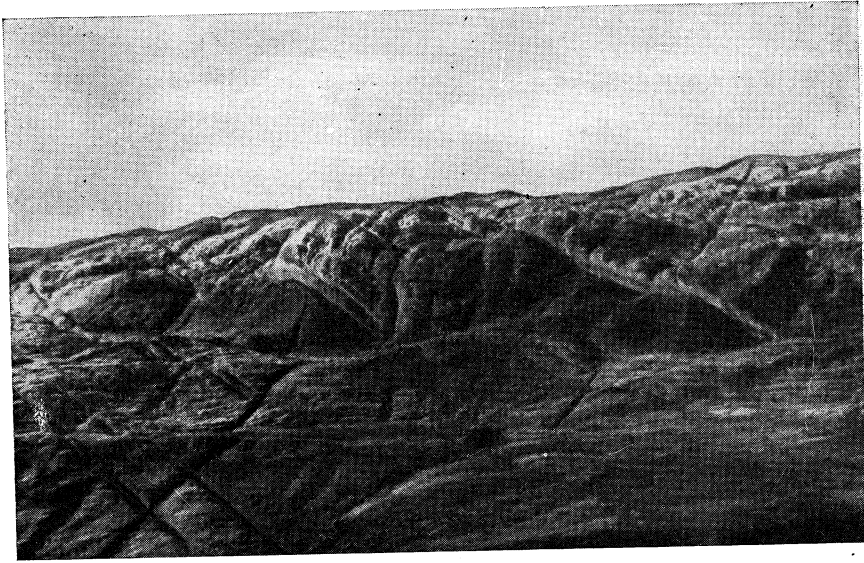
1. Пластическая деформация. Зеленокаменный, диабазовый тектонит из зоны смятия в центральной антиклинории Главного Кавказского хребта. Обр. 302,  $\times 76$



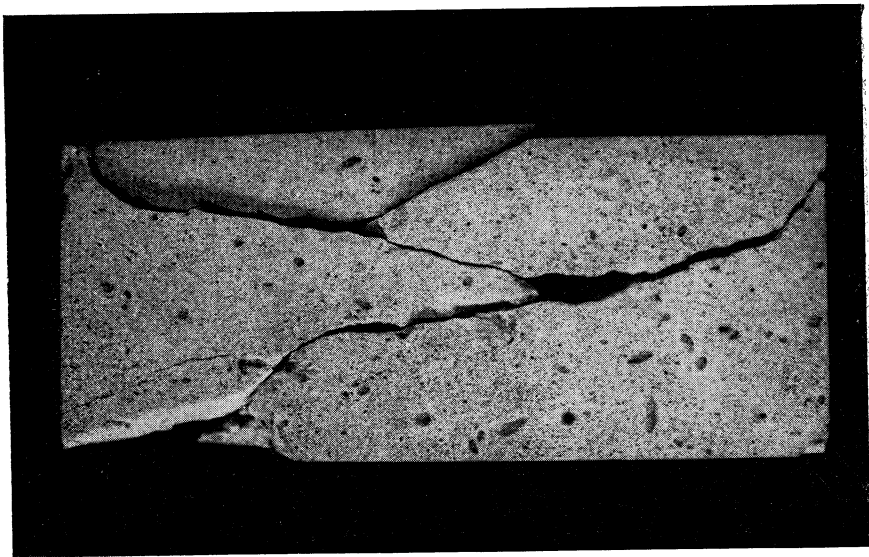
2. Разрывная деформация. Литографские известняки верхнего мела. Южный склон Кавказского хребта, Хондо, Пассанаури. Обр. 93,  $\times 76$

Структурная геология

Таблица I

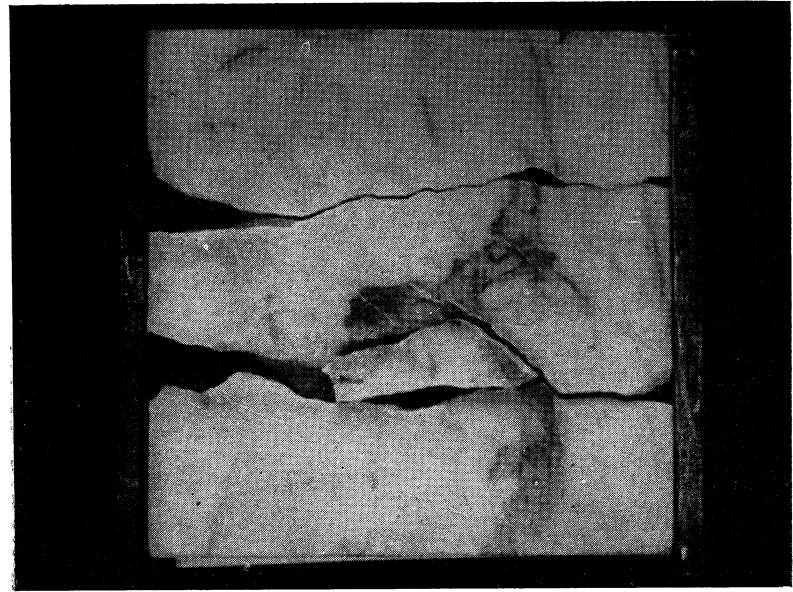


1. Система сопряженных трещин скалывания, расчленяющих лед Медвежьего ледника. Памир (по Р. Д. Забирову)

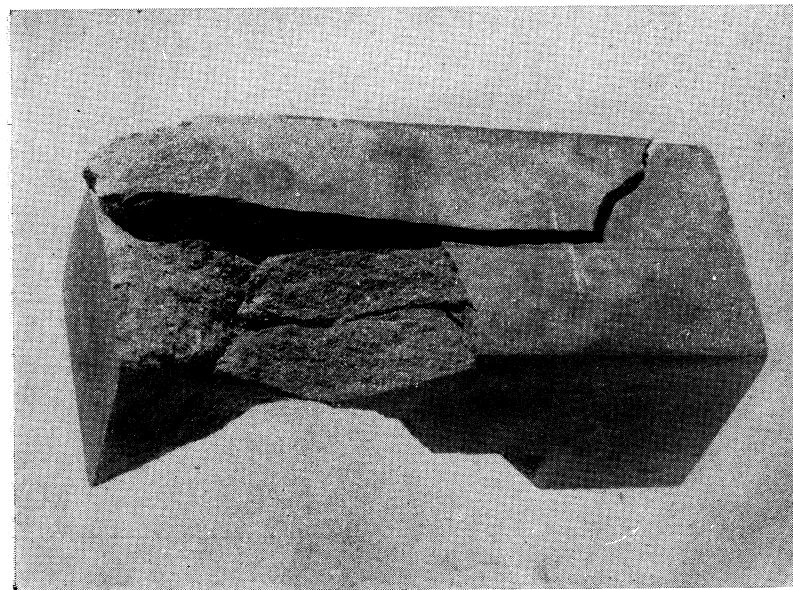


2. Разрушение фузулинового известняка по трещинам скалывания при сжатии (по Б. П. Беликову)

Таблица III



2. Трещины отрыва, образующиеся в мраморе при сжатии образца между свинцовыми пластинами (по Б. П. Беликову)



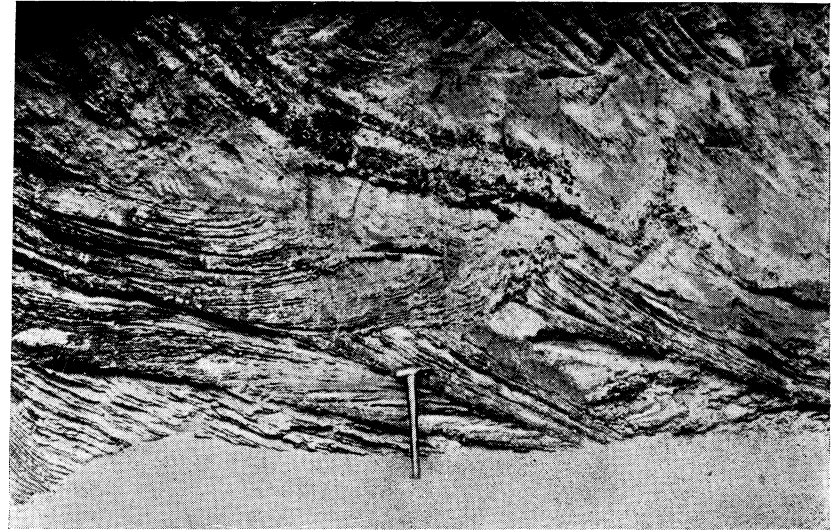
1. Трещины скалывания, образующиеся в хрупком песчанике при сжатии (по Б. П. Беликову)

Таблица IV

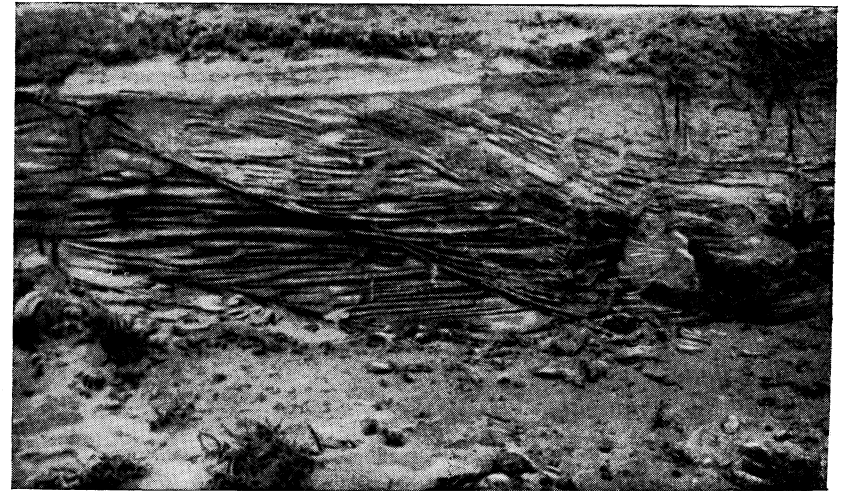


Плитообразные слои среднекаменноугольных известняков. Северный Урал, р. Ильич, Камень Лек-из (по В. А. Варсанюковой)

Таблица V



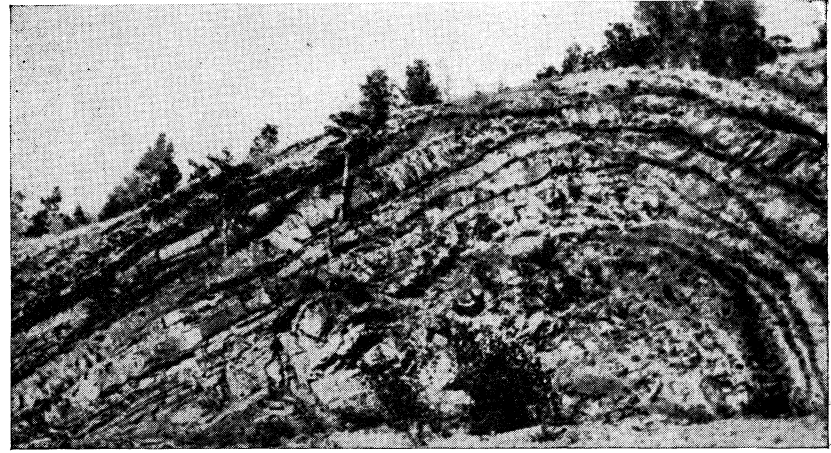
1. Косая (перекрещивающаяся и диагональная) слоистость в песках продуктивной толщи. Шубаны, Апшеронский полуостров (по Д. В. Голубятникову)



2. Косая слоистость в продуктивной толще, район Кирлуку-Биганады (по П. Воларовичу и Н. Ледневу)



Верхнепалеозойские флишевые отложения на Северном Урале. Симметричная (прямая) остроугольная складка (по В. А. Варсанюфьевой)



1. Асимметричная складка. Кузнецкий бассейн, правый берег р. Томи, свита  $H_1$  (по В. И. Яворскому и П. И. Бутову)



2. Лежачая складка в кварцитовидных породах (фото Л. И. Лукина)



Опрокинутая складка. Кузнецкий бассейн, правый берег р. Томи, свита  $H_1$   
(по В. И. Яворскому и П. И. Бутову)

скольжения [7]. Эти изменения, как правило, не беспорядочны, а подчинены известной закономерности. Обычно они ритмичны и таким образом могут вызывать образование различных волновых поверхностей в деформируемом веществе.

На рис. II-33, 34, 35 изображено несколько случаев экзогенно-неоднородного ламинарного скольжения. На рис. II-33 пунктирной кривой  $a$

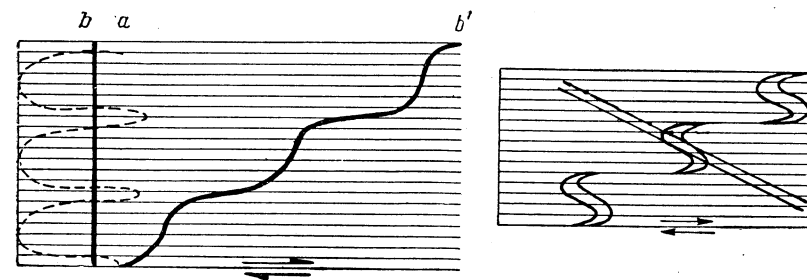


Рис. II-33. Схема экзогенно-неоднородного ламинарного скольжения (по В. Шмидту, с изменениями)

Рис. II-34. „Лежачие складки“, возникающие при некоторых типах экзогенно-неоднородного ламинарного скольжения

представлено изменение скорости относительного смещения (градиент скорости движения) отдельных пластинок вещества, разделенного поверхностями скольжения. Для того чтобы выразить абсолютную величину смещения пластинок, мы должны суммировать дифференциальные перемещения всех пластинок относительно пластины, которую условимся считать неподвижной. В таком случае первоначальная прямая линия  $b$ , отвечающая, например, слою горной породы, деформируется и примет форму кривой  $b'$ .

Если теперь представим себе, что изменяется не только скорость относительного перемещения, но и знак его, т. е. направление, как это

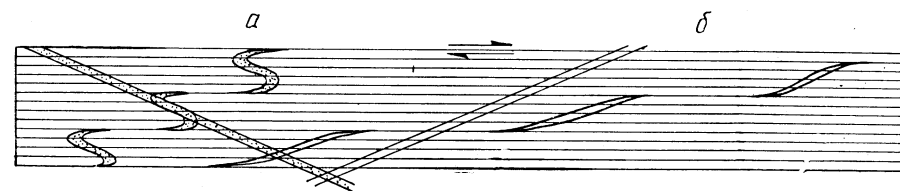


Рис. II-35. Схема образования в зоне экзогенно-неоднородного скольжения различных форм деформированных слоев в зависимости от первоначального расположения слоев относительно плоскостей ламинарного скольжения

а) складки скальвания; б) линзы

бывает при волновых колебаниях, получим очень разнообразные фигуры искривления первоначально прямых линий и плоскостей (например, недеформированных плоскостей слоистости). На рис. II-34 изображен случай образования из первоначально прямой линии кривых, напоминающих лежачие складки. Аналогия с лежачими складками станет особенно отчетливой, если вместо деформации линии мы будем рассматривать деформацию некоторого материального слоя. Очевидно, мощность этого слоя, если ее измерять в направлении, параллельном плоскостям скольжения, не изменится. Однако истинная мощность слоя, измеряемая по перпендикуляру к поверхностям ограничений, претерпит очень большие изменения. Сильно уменьшится мощность в крыльях складки, тогда как

в замковой части она останется почти без изменений. Примечательно, что такое «растягивание» слоев в крыльях считается характерным признаком лежащих складок, генезис которых обычно до сих пор не связывался с ламинарным скольжением.

На рис. II-35, построенном, исходя из одного и того же типа ритмичных изменений амплитуды ламинарного скольжения, видно, что в зависимости от исходного положения слоя, в результате совершенно одинаковых движений возникают весьма различные формы, которые могут быть неправильно истолкованы как следствия различных причин.

Экзогенно-неоднородные деформации могут быть и не ритмичными. Примерами являются некоторые зоны крупных надвигов, в которых амплитуда ламинарного скольжения уменьшается к периферическим частям и в чрезвычайной мере возрастает к средней части, разрешаясь здесь в форме макроскопически выраженной поверхности или сближенных поверхностей скольжения.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Упругие, пластические и разрывные, однородные и неоднородные деформации имеют место во всех доступных изучению частях земной коры как по площади, так и в вертикальном направлении. Однако, несмотря на повсеместное распространение деформаций всех типов, можно выделить зоны преобладания одних деформаций над другими и в этом смысле вполне целесообразно говорить о зональном распределении характерных типов деформаций и тектонических структур (В. М. Крейтер, 1948).

Для правильного освещения вопроса вспомним, что не существует горных пород упругих, хрупких или пластичных, равно как практически не существует вполне гомогенных или вполне гетерогенных пород. Можно говорить только об условиях, в которых любая горная порода может деформироваться упруго-пластически или упруго-хрупко. Таким же образом любой комплекс весьма гетерогенных пород при известных условиях будет деформироваться как гомогенный материал и, наоборот, при других условиях, в практически гомогенных породах при деформации будет находить выражение даже ничтожная гетерогенность.

В структурной геологии решающее значение имеют анализ условий, в которых происходит деформация, и трезвый учет изменчивости свойств деформируемых пород, ибо сами эти свойства только отчасти определяются особенностями материала горных пород и существенно меняются от условий деформации.

При таком понимании вопроса мы различаем в земной коре два рода зональности.

Во-первых, зональность горизонтальную, имеющую большое значение и в приповерхностных частях земной коры и в глубоких поясах, но, повидимому, происходящую от разных причин. В приповерхностных частях земной коры одни породы, главным образом мало диагенезированные осадки, сохраняющие большое количество межзеренной воды, ведут себя как высокопластичные вещества, если скорости деформации не исключительно велики. Эти породы принято именовать *неконсолированными*<sup>1</sup>. Другие породы, к которым относятся древние, диагенезированные, смятые в складки осадочные отложения и разнообразные магматические тела, при средних и высоких скоростях деформаций ведут

<sup>1</sup> В самой близкой к поверхности зоне в связи с практически полным отсутствием нагрузки неконсолированные породы могут деформироваться как хрупкие тела.

себя как сравнительно хрупкие материалы. Их мы обычно именуем *консолированными*.

В связи с какими-то другими, мало еще известными причинами в глубоких зонах земной коры и нижележащих оболочках существуют различия в свойствах вещества, приводящие к разделению земной коры на области жестких платформ, глыб, массивов, в которых преобладают упруго-хрупкие деформации, и подвижных, геосинклинальных поясов, в которых преобладают упруго-пластические деформации.

Неудачно, что термины «консолированный» и «неконсолированный» применяются как для поверхностных зон, так и для глубоких частей земной коры. В результате создается неправильное представление, что жесткость платформ и пластичность геосинклинальных участков зависят от свойств пород, распространенных на поверхности.

Во-вторых, различают зональность вертикальную. Теоретические соображения и эксперименты в согласии свидетельствуют о том, что с повышением всестороннего давления и температуры все горные породы приобретают способность деформироваться пластически, и хрупкие деформации на больших глубинах должны отходить на второй план. Это обстоятельство и является причиной вертикальной зональности деформаций и тектонических структур.

Были даже попытки подразделить земную кору по вертикали на верхнюю зону, в которой возможна только хрупкая деформация, промежуточную зону, в которой возрастает роль пластических деформаций и, наконец, нижнюю зону, так называемую зону истечения, в которой возможна только пластическая деформация. Предполагается, что в последней зоне не может происходить образование трещин и не существуют открытые пустоты. По А. Гейму, глубина верхней границы зоны истечения 2600 м, К. Ван-Хайз опускает эту границу на глубину 12 000 м.

Согласно современным представлениям, подобное отчетливое подразделение земной коры по вертикали на зоны не может быть произведено. Не существует зоны исключительного развития хрупких деформаций, потому что пластические деформации могут происходить даже в самых приповерхностных частях земной коры, если скорость деформации очень мала. Уже на небольших глубинах, измеряемых первыми тысячами метров, роль пластических деформаций быстро увеличивается. Тем не менее хрупкие деформации при известных условиях, повидимому, могут происходить на очень больших глубинах.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В ОБЛАСТИ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Блестящим экспериментатором, осуществившим широкую программу опытов деформации горных пород во второй половине XIX в., являлся французский геолог А. Добре, работы которого (1879), несмотря на давность, не утратили ценности до настоящего времени. В последующий период времени количество экспериментальных работ в области деформации горных пород, проводившихся геологами в разных странах, достигло огромных цифр; к сожалению, полных критических сводок в этой важной области геологических знаний не существует.

В настоящее время значительные экспериментальные работы ведутся советскими геологами в Институте геологии Академии наук СССР (Б. В. Залесский, Ю. А. Розанов, Б. П. Беликов), в Геофизическом институте Академии наук СССР (В. В. Белоусов, М. В. Гзовский и другие), и в некоторых других научных учреждениях.

И. В. Гинзбург и Ю. А. Розанов (1951) подвергали образцы биотитового гнейса и щелочного гранита ориентированному сжатию в

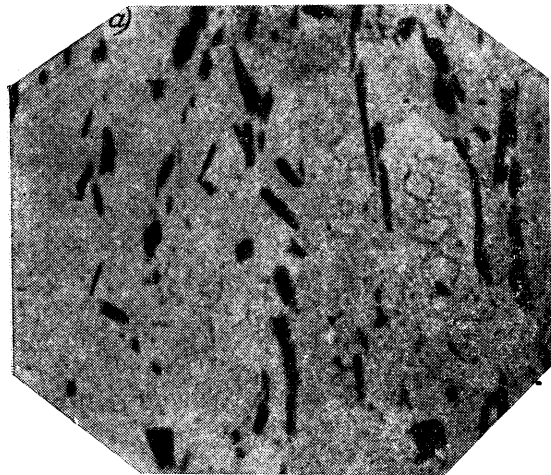


Рис. II-36. Опыты деформации биотитового гнейса

а) исходный образец,  $\times 30$  без анализатора. Стрелка показывает положение оси цилиндрического образца; б) биотитовый гнейс, подвергшийся деформации, полированная поверхность,  $\times 12$ ; а — зоны неизменного материала; б — центральный пояс. Стрелки показывают направление приложения силы; зоны скалывания идут под углом в  $45^\circ$  к направлению действующей силы

сланцеватости, образующейся при течении, развиваются более или менее независимо друг от друга. Следовательно, экспериментально подтвер-

ждаются два важных вывода об особенностях механизма деформации горных пород, сделанные выше.

Первый вывод заключается в том, что далеко не все типы трещин скалывания можно считать образованными в связи с пластической деформацией. Во втором выводе указывалось, что предполагаемый Г. Ф. Беккером в его гипотезе механизм вращения поверхностей скалывания по мере развития деформации, с постепенным увеличением угла между сопряженными системами поверхностей скалывания, биссектрисой которого является главная ось  $S$  деформации, не имеет универсального значения. Отмечается, что Беккер (1904) при осуществлении экспериментов в подтверждение своей гипотезы ошибся в их объяснении. Опыты его заключались в сжатии вдоль оси цилиндров глины и церезина в условиях свободного выдавливания материала в стороны. Различный наклон искривленных поверхностей скольжения, получившийся вследствие изменения условий деформации в краевых частях цилиндра, Беккер неправильно считал результатом вращения первоначальных плоскостей скалывания.

Таким образом, описываемыми опытами вполне подтверждены представления о внешнем вращении зерен деформируемых пород.

В щелочном граните обнаружены новообразования слюдоподобного минерала по эгирину, причем листочки нового минерала достигают размеров  $0,5-1$  мм. Это интереснейший факт, ибо исследователям удалось воспроизвести в лабораторной обстановке не только деформацию, но и динамометаморфический процесс по крайней мере с некоторыми физико-химическими явлениями, сопровождающими тектонические движения.

В другой серии опытов с гипсом (1949) и карбонатами (1950) Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий, Ю. А. Розанов установили, что пластическая деформация и скалывание по системам трещин, ориентированных под углом  $44-47^\circ$  к

ждаются два важных вывода об особенностях механизма деформации горных пород, сделанные выше.

В этой же серии опытов образцы мрамора были подвергнуты только всестороннему сжатию, равному  $14\,000$  кг/см<sup>2</sup>, без приложения ориентированного сжатия. Как и следовало ожидать, при этом не наблюдалось образования ориентированной структуры и количество двойников существенно не изменилось. Более или менее отчетливо проявился лишь катаклиз части зерен, что было связано с локальными движениями заполнения пор, существовавших в породе. Этот эксперимент еще раз подтверждает известные представления о том, что динамометаморфизм пород и вообще образование тектонических структур в обычных случаях не могут быть результатом статических нагрузок (давления), вне зависимости от того, насколько больших величин достигают последние. Только

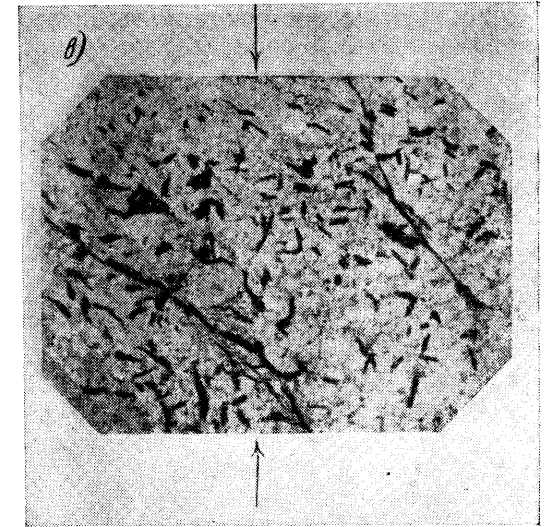


Рис. II 36 в

в) биотитовый гнейс, подвергшийся деформации,  $\times 10$ , без анализатора. Видно изменение ориентировки биотита, расположившегося частично перпендикулярно к направлению действующей силы, частично по зонам скалывания, идущим под углом в  $45^\circ$  к направлению действия силы. Стрелки показывают направление приложения силы

кинематические явления могут вызвать динамометаморфизм и формирование тектонических структурных элементов.

Важные исследования относительно изменений хода химических реакций при высоких давлениях выполнялись в Ленинградском институте высоких давлений академиком Ипатьевым и его сотрудниками (см. Госин-т высоких давлений, сборник работ, 1932).

В последнее время экспериментальные исследования свойств горных пород, подвергнутых большим гидростатическим давлениям и одновременно напряжениям сдвига, были произведены П. В. Бриджменом (1948, стр. 144—158). Аппарат, на котором производились опыты, прост. Он составлен двумя массивными стальными блоками, на которых имеются очень небольшие цилиндрические выступы. Эти выступы с противоположных сторон прижимаются гидравлическим прессом к стальной плите. При такой конструкции аппарата область концентрации напряжений локализована в небольшом объеме, окруженном со всех сторон массой сравнительно мало напряженной стали. Между выступом и плитой можно получить напряжение сжатия много выше  $50\,000\text{ кг/см}^2$  без разрушения аппарата, в то время как при нормальных условиях та же сталь не выдерживает напряжения сжатия в  $30\,000\text{ кг/см}^2$ . На таком же аппарате из карболоя вместо стали были достигнуты давления выше  $100\,000\text{ кг/см}^2$ . Тонкий диск вещества помещается между выступом и плитой. Трение на торцовых поверхностях диска препятствует выдавливанию всего материала. Кроме того, на практике имеет место деформация стальных выступов, диск принимает форму линзы, сужающейся к краям, и во внутренней части диска раздавливаемого вещества имеют место почти гидравлические напряжения.

Если теперь вращать плиту (ось вращения являются оба выступа), измеряя усилия, требующиеся для вращения плиты, можно определить напряжение сдвига, вызывающее течение вещества. С увеличением давления приходится увеличивать напряжение сдвига. В опыте отчетливо проявляется существенное различие между пластическим течением в твердом теле и вязким течением в жидкости: в то время как в жидкости вязкое сопротивление движению прямо пропорционально скорости, сопротивление пластическому течению в твердом теле почти не зависит от скорости вращения плиты.

В одних веществах (обычно в тех, которые кристаллизуются в кубической системе, имеющей много плоскостей скольжения) деформация происходит плавно с постоянным напряжением сдвига. В других веществах пластическое течение происходит рывками, с внутренним разрушением вещества и последующим восстановлением целостности под действием высоких напряжений, после чего снова следует цикл ограниченного пластического течения и разрушения. В ряде опытов при этих условиях имели место взрывы. Возможно, что механизм глубоких землетрясений связан с этим явлением.

Д. Т. Григгс (1938) нашел, что гидростатическое давление увеличивает пластичность монокристаллов кальцита при сжатии, причем это увеличение отстает от увеличения пластичности агрегатов кристаллов кальцита. Таким образом, при низких давлениях пластичность монокристалла больше, чем поликристаллического агрегата, а при высоких давлениях — меньше.

П. В. Бриджмен подвергал кристаллы кварца с хорошо выраженными пустотами, частично заполненными жидким  $\text{CO}_2$ , усилию в  $30\,000\text{ кг/см}^2$ , не получив заметных результатов. Однако много времени спустя в этих кристаллах были найдены трещины, идущие от пустот по

всем направлениям; очевидно, приложение усилий вызвало некоторую пластическую деформацию, которая была слишком мала, чтобы ее можно было обнаружить после опыта, но с течением времени пластическое последствие привело к образованию трещин.

Вода при высоких давлениях (до  $15\,000\text{ атм.} = \text{около } 50\text{ км}$ ) диффундирует внутрь плавленного кварца и при снижении давления снова диффундирует наружу.

Д. Р. Бесли (1941) исследовал деформацию мрамора при растяжении под гидростатическим напряжением до  $10\,000\text{ кг/см}^2$ . В этих условиях мрамор обнаружил заметную пластичность при растяжении — были получены удлинения до 25% без разрушения. Прочность на разрыв увеличилась и превосходила  $5000\text{ кг/см}^2$ .



## СЛОИСТОСТЬ, НЕСОГЛАСИЯ И ПЕРЕРЫВЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

### СЛОИСТОСТЬ

Слоистость осадочных и пирокластических пород и наслоения в эффузивных породах представляют один из важнейших структурных элементов в строении верхних частей земной коры. Изучение слоистости дает в руки геологу надежные факты для установления условий залегания и главных тектонических деформаций горных пород. Поверхности наслоения, за немногими исключениями, формируются в горизонтальном (или близком к горизонтальному) положении. Наблюдая современное, нарушенное положение слоев, мы имеем возможность установить, какие тектонические деформации испытали горные породы.

Образование слоистой толщи значительной мощности прямым образом связано с опусканием того участка, где происходит отложение осадков. Наоборот, размыв пород и вынос материала к местам отложения осадков происходят на поднимающихся участках земной коры<sup>1</sup>. Отложение и размыв, следовательно, взаимосвязаны, и в слоистой структуре находят отражение не только явления опускания, но и в определенной мере поднятия, происходящие по соседству с местом накопления осадочной толщи.

Движения земной коры, изменяющие высотное положение земной поверхности, в большей части имеют тектоническое происхождение.

Таким образом, изучая слоистые породы, их мощность и состав, явления перерывов в осадконакоплении, размыва пород и несогласного перекрытия более молодыми отложениями, возможно, в известной степени, восстановить характер и последовательную смену тектонических движений прошлого, запечатленных в структуре осадочной толщи.

Главные поверхности наслоения часто разделяют породы различного состава и свойств. Отсюда вытекает огромное количество практических последствий в горном деле, инженерной геологии и гидрогеологии, в поисках и разведках месторождений полезных ископаемых.

<sup>1</sup> В одних случаях абсолютное опускание участка может быть связано с абсолютным поднятием смежных частей земной коры; в других случаях вся область вовлекается в поднятие, но участки, где происходит отложение пород, поднимаются значительно медленнее, т. е. испытывают относительное опускание; в иных случаях вся область опускается, но участки, где происходит размыв пород, опускаются медленнее, т. е. испытывают относительное поднятие.

Большинство месторождений залегает сообразно с характером и положением слоистости или приурочено к определенным слоям мощных толщ. В связи с этим направление поисков и разведок часто определяется условиями залегания слоистых пород, характером тектонических нарушений слоистой структуры и условиями происхождения слоистости.

Отчетливые представления о залегании слоистых пород необходимы при инженерных изысканиях, при строительстве разнообразных сооружений и при изыскании способов борьбы с оползнями и обвалами. Столь же важно изучение слоистости в гидрогеологии, потому что одни слои горных пород являются водоносными и по ним циркулируют подземные воды, другие представляют водонепроницаемые преграды.

А. Д. Архангельский указывает, что проблема слоистости является одной из основных проблем геологии.

### МОРФОЛОГИЯ СЛОИСТОСТИ

В понятие «слоистость», как указывает М. С. Швецов, включаются по крайней мере два весьма различных явления: 1) смена породы одного состава, строения или цвета породой другого характера и 2) наличие плоскостей разделения, расчленяющих породу на отдельные слои. В последнем случае порода соседних слоев может быть совершенно одинаковой.

**Слой** представляет геологическое тело плитообразной или близкой к плитообразной формы (табл. IV), сложенное породами определенного состава и ограниченное двумя более или менее четкими поверхностями, отделяющими его от подстилающего и налегающего (покрывающего) слоев.

Под понятием **пласт** одни геологи подразумевают слой, сложенный полезным ископаемым, считая оба термина (слой и пласт) синонимами в структурно-морфологическом отношении, другие (Вассоевич, 1948, стр. 48) склонны отнести определение пласт к терминам свободного пользования, не связывая его с вполне определенными понятиями.

**Прослойком** (пропластком) называется слой или пласт небольшой толщины, залегающий внутри или на границе однородного пласта или слоя и играющий резко подчиненную роль в сложении слоистого комплекса. Понятия «тонкий слой» и «прослой» не синонимы. Первый — играет определенную закономерную роль в сложении комплекса слоев, второй — такой роли не играет (Вассоевич, 1948, стр. 48).

**Линзой** в применении к осадочным породам называется тело, быстро выклинивающееся по длинному размеру во всех направлениях.

**Слойком** (слоек, слойки) именуется тонкая, наклонная линзовидная часть косой серии, являющейся составным элементом косослоистого пласта.

Каждый слой выклинивается по краям. Различается несколько генетических типов выклинивания слоев: 1) выклинивание в местах прекращения осадконакопления, например у берегов бассейна, 2) выклинивание, связанное с фациальными границами, существующими в области осадконакопления, 3) выклинивание, связанное с размывом, одновременному с осадкообразованием или последующему и, наконец, 4) выклинивание в связи с тектоническими нарушениями. Разные случаи выклинивания приведены в табл. 3, представляющей небольшое видоизменение таблицы Н. Б. Вассоевича.

Таблица 3

ВЫКЛИНИВАНИЕ СЛОЕВ

ПЕРВИЧНОЕ ВЫКЛИНИВАНИЕ		ВТОРИЧНОЕ ВЫКЛИНИВАНИЕ		Тектоническое срезание; слоев
Собственно выклинивание без перехода в другую фацию, обычно резкое. Осадкоотложение в зоне выклинивания прекращается, переходя в точке выклинивания из положительного в отрицательное	Фациальное выклинивание — результат перехода осадка в другую фацию (выклинивание путем замещения). Осадкоотложение в зоне выклинивания не прекращается, а лишь видоизменяется	Раннеденудационное выклинивание — результат внутриформационных перерывов, происходящих во время формирования осадочной толщи	Позднеденудационное выклинивание. Срезание обычно начинается много времени спустя после отложения срезываемых слоев	

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КЛАССИФИКАЦИИ СЛОИСТОСТИ

Широко распространена классификация слоистости по мощности отдельных слоев, составляющих свиту (Малютин, Разумовский и Хабаров, 1931; Вассоевич, 1948, стр. 51):

Массивнослоистые породы, при мощности слоев:	при мощности
Крупнослоистые	больше 100 см
Среднеслоистые (слоистые)	100—50 "
Тонкослоистые	50—10 "
Листоватослоистые	10—2 "
Микрослоистые	2—0,2 "
	меньше 0,2 "

По форме слоев различаются три типа слоистости (по Е. П. Брунс, 1954, с изменениями):

**Параллельная слоистость**<sup>1</sup> с примерно параллельными ограничениями слоев, имеющих форму, наиболее приближающуюся к правильной плите однообразной мощности. Слоистость этого типа в преобладающем большинстве случаев образуется при отложении осадков в спокойных условиях. Параллельная слоистость может быть простой полосовидной, прерывистой и ленточной. Полосовидная слоистость вызвана различиями в характере пород каждого слоя. Прерывистая слоистость обычно обусловлена тонкими прослойками иного материала среди однородной массы породы, например блессток слюды или растительного детрита в песчаниках и алевролитах. Ленточная слоистость характеризуется правильным ритмичным чередованием тонких прослоек разного состава. Часто ее образование непосредственно связано с сезонными климатическими изменениями.

**Линзовидная слоистость** отличается изменением мощностей отдельных слоев и часто наблюдается в глинистых породах, где она обусловлена наличием небольших линзочек песчаного или алевролитового материала. Образование последних вызвано периодическим привносом в спокойную часть водоема более грубозернистого материала, который под влиянием течений или волнений распределяется в цепочковидно расположенные бугорки. Грубая линзовидная слоистость в песчаных и конгломератовых толщах связана с неравномерным осаждением и размывом в водных потоках.

**Косая слоистость** характеризуется косым наслоением по отношению к основным плоскостям напластования (табл. V). Основным элементом

<sup>1</sup> Наименование «горизонтальная слоистость», употребляемое вместо «параллельной слоистости», нельзя признать удачным, потому что оно создает представление о горизонтальном залегании слоистой толщи. Между тем толща с параллельной слоистостью в случае тектонической нарушенности может залегать под любым углом к горизонту.

косой слоистости является косая серия первично наклоненных приблизительно в одном направлении слоев. При изучении косослоистого пласта отмечается мощность косых серий, форма или характер слоев (прямолинейные, вогнутые вниз или вверх, волнистые), степень параллельности слоев в одной серии (параллельные, сходящиеся), характер поверхностей, ограничивающих серии, направление и угол наклона слоев.

Постоянство углов и направлений наклонов слоев является важным признаком для выяснения условий образования осадков и иногда позволяет установить направление переноса обломочного материала.

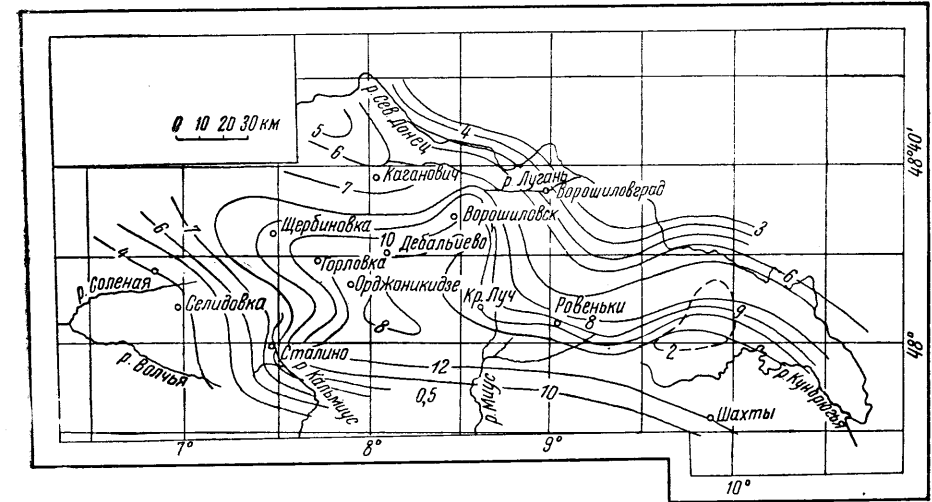


Рис. III-1. Распространение пласта  $C_3^{5-k}$  на территории Донецкого бассейна. Тип весьма устойчивой протяженной линзы — практически плитообразного тела (мощность указана изолиниями). По З. Широкову

В связи с этим при изучении косослоистых толщ систематически замечаются в каждом доступном выходе и слое углы и направления наклона слоев наряду с замером залегания основных плоскостей напластования. Элементы залегания каждой серии слоев определяют несколько раз, в различных ее частях.

В эоловых (дюнных) отложениях косая слоистость характеризуется разнообразием направления (до 180°) и наклона слоев. Углы наклона могут колебаться от 5 до 30°. В аллювиальных отложениях косая слоистость ориентируется значительно более однообразно.

Морфо-генетические отличительные особенности косой слоистости проявляются главным образом в продольных сечениях косослоистых пачек. В поперечных же сечениях (по или против преобладающего наклона слоев) морфология различных генетических типов косой слоистости различима значительно хуже.

В некоторых случаях кроме косых серий в осадочной свите присутствуют волнистые серии, отделенные друг от друга волнистыми поверхностями, представляющими следы ряби, образующейся от действия водных и воздушных волн.

В песчано-глинистых отложениях большое распространение имеют сложные, комбинированные формы слоистости.

**Сложная слоистость** может состоять из сочетания параллельных и косых серий (диагональная слоистость), косых серий с разными углами

и направлениями наклона слоев или волнистых серий, срезающих друг друга в различных направлениях (перекрестная слоистость), волнистых и косой серий (волнисто-косая слоистость) или из сочетания всех простых типов.

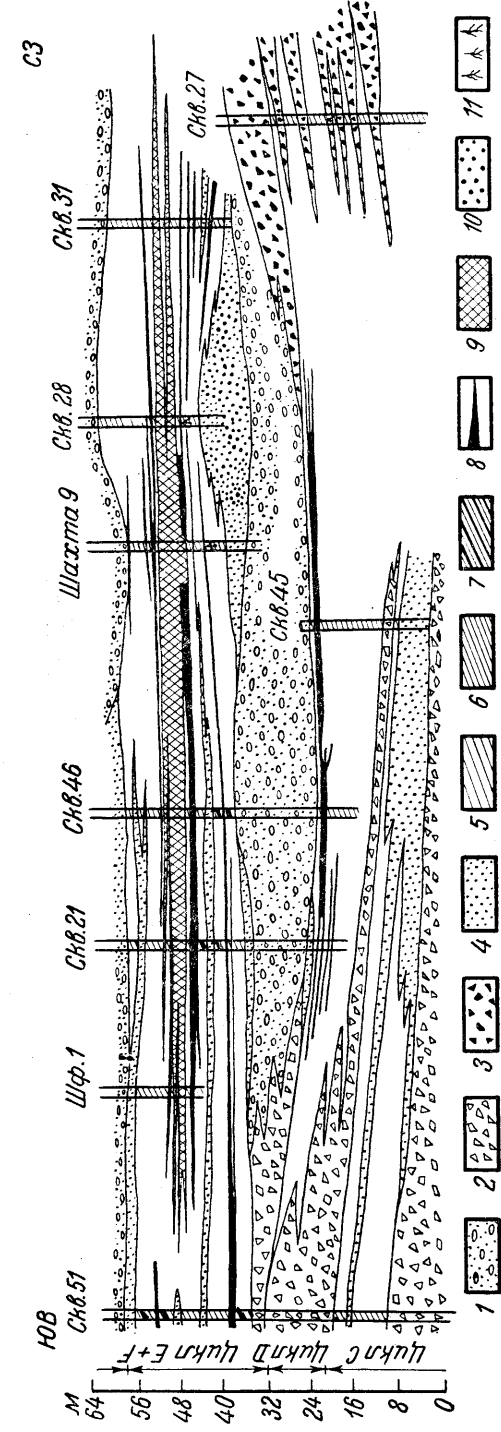


Рис. III-2. Двоковыпуклые линзы в юрской толще, заполняющей тектоническую депрессию (по Е. П. Бруну). Месторождение Сулюкта (Западная площадь)

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — брекчии из обломков кремнистых сланцев; 3 — брекчии из обломков хлоритовых сланцев; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — глины; 7 — углистые глины; 8 — уголь блестящий; 9 — уголь матовый; 10 — железистые бобовины; 11 — остатки корневых систем

А. В. Хабаков пользуется несколько отличающейся морфологической классификацией слоистости, выделяя: а) весьма устойчивые, протяженные линзы, которые наиболее соответствуют понятию о слое (пласте), приближаясь по форме к плитообразным телам; б) линзы двояковыпуклые; в) полулинзы, обращенные вниз, образование которых связано с заполнением впадин; г) полулинзы, обращенные вверх, например, некоторые рифовые тела; д) ленты или шнурковые залежи речного или литорального происхождения; е) асимметричные, клиновидные залежи; ж) языковидные, четковидные и расщепленные формы слоев [8].

На рис. III-1—4 изображены некоторые характерные формы слоистых структур.

Правильные представления о морфологии слоев имеют большое значение при составлении геологических профилей. На профилях, в участках удаленных от мест непосредственных наблюдений (воздушные продолжения слоистых структур или продолжения их на большие глубины), часто без достаточных оснований форма слоя уподобляется плите с параллельными ограничениями, распро-

страняющейся во всех направлениях. В действительности слою может быть присуща любая из рассмотренных выше форм, и даже сравнительно

устойчивые на небольших расстояниях плитообразные слои при прослеживании их на больших площадях часто оказываются очень сложными по форме.

Например, в Подмосковном каменноугольном бассейне, по М. С. Швецову, Г. Ф. Мирчинку и Л. М. Бириной, морские слоистые толщи нижнекаменноугольного возраста (нижняя — упинская и верхняя — угленосная) разделены поверхностью наземного эрозионного происхождения. Рельеф, на поверхности которого отлагались базальные слои угленосной толщи, показан на рис. III-5. На карте подземного рельефа хорошо видны долины древних рек. Разности гипсометрических отметок континентального рельефа, перекрытого осадками каменноугольного моря, достигают 100 м.

Естественно, что морфология образовавшихся после перерыва слоев оказалась очень сложной, а взаимоотношения этих слоев с нижележащими определяются многими факторами. Так, по Л. М. Бириной (1941), на возвышениях древнего рельефа отлагались преимущественно глинистые, известковые и растительные остатки, а в понижениях — относительно грубые пески разной сортированности.

На рис. III-6 изображена геологическая карта фундамента, на котором отложились базальные слои угленосной толщи. Последние, в разных частях района, залегают то на упинских слоях ( $C_1^{un}$ ), то на малевкомураевнинских слоях ( $C_1^{mm}$ ), то на породах озерско-хованской толщи ( $D_3^{oz-ch}$ ). В таких сложных условиях, связанных с чередованиями регрессий и трансгрессий моря на страну с расчлененным рельефом, образовались слоистые структуры многих толщ, сложенных морскими осадками.

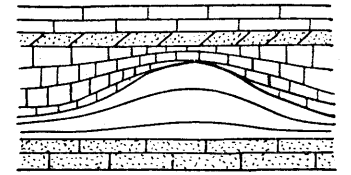


Рис. III-3. Линзовидные залежи ископаемых рифов в карбонатных породах лужитанского возраста на Северном Кавказе (по М. В. Муратову)

В качестве другого примера приводим характеристику морфологических особенностей слоистой пачки известняков нижнего карбона, отложившихся также на платформе (Вильямс Дж., 1943). Мощность известняков варьирует от 0 до 20, составляя в среднем 10 м. Общая площадь распространения известняков составляет около  $200 \times 50 = 10\,000 \text{ км}^2$  (рис. III-7 а, б). Кровля известняков несет многочисленные следы размывов (рис. III-8 а, б) и в разных местах на ней залегают разновозрастные слои более молодых пород (на юго-западе зеленчатые сланцы, а на северо-востоке тонкослоистые доломиты). Тем не менее, как можно видеть на карте выходов известняков на поверхность (рис. III-7 б), эта пачка незначительной мощности сохранилась на большом пространстве и образует типичное плитообразное тело.

На этих примерах можно убедиться, насколько тщательно надо подходить к изучению даже простых на первый взгляд слоев, которые при ближайшем рассмотрении оказываются обладающими сложной, изменчивой формой и даже совпадают с поверхностью размыва и трансгрессии.

Следует также учитывать довольно многочисленные факты первичного наклонного залегания некоторых слоистых образований. Первоначальное падение слоев осадочных пород, прислоненных к рифовым постройкикам (биогермам), повидимому, может достигать  $30^\circ$ . То же может происходить на передовом склоне дельт, где слоистые осадки отлагаются не горизонтально, а под значительным углом (Шрок, 1950, стр. 25, 26; Твенхофел, 1936, стр. 535—537). По данным вулканологов, первичные

наклоны слоев в 5—15° часто встречаются в областях широкого развития вулканической деятельности, где нормальные осадочные породы переслаиваются с пирокластическими скоплениями и потоками лав.

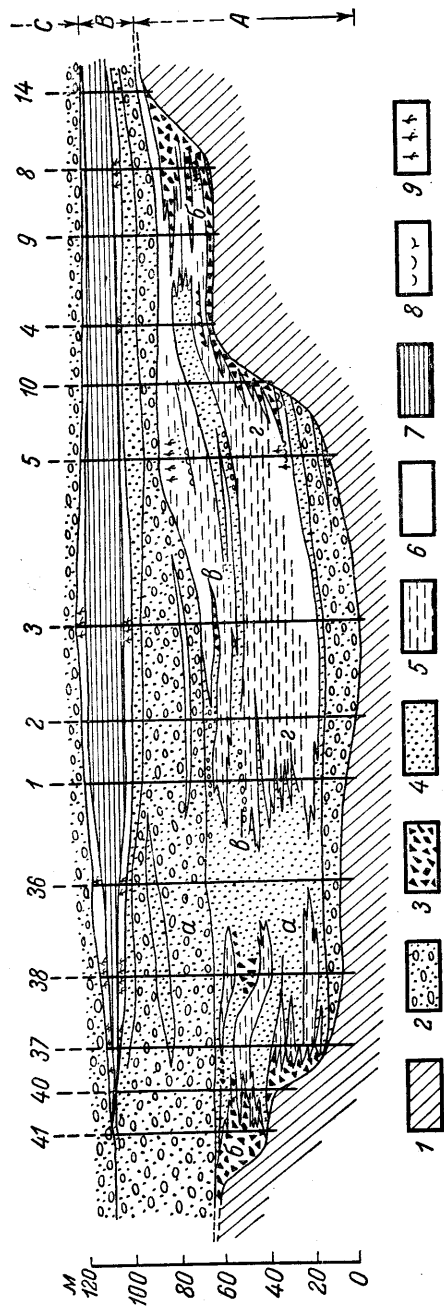


Рис. III-4. Ленты и шнурковые залежи (а), асимметричные клиновидные залежи (б), языковидные четковидные (в) и расщепленные слои (по Е. П. Брунс)

1 — палеозойские отложения; 2 — конгломераты и гравелиты; 3 — брекчии; 4 — песчаники; 5 — переслаивание песчаников алевролитов и глин; 6 — глины; 7 — угли; 8 — остатки пелецпид; 9 — остатки корневых систем растений. Вертикальные линии с номерами — детально изученные опорные разрезы

### ЗАКОНОМЕРНЫЕ СОЧЕТАНИЯ СЛОЕВ

По сочетанию слоев различного состава возможно выделение нескольких типов слоистых образований. Обычно наиболее известны явления так называемой цикличности или ритмичности в осадочных толщах, представляющие в самом общем виде закономерную повторяемость характерных комплексов слоев. Определенного значения для терминов «цикл» и «ритм» в применении к вопросам изучения осадочных пород нет.

Некоторые исследователи считают, что оба термина подразумевают одно и то же явление, но под цикличностью следует понимать закономерную повторяемость, наблюдаемую в больших подразделениях осадочных толщ, тогда как ритмичность свойственна самым малым единицам. Н. Б. Вассоевич (1948, стр. 53—56) считает, что термин «цикл» (и «цикличность») применим для всех повторяющихся явлений, поддающихся измерению, а термин «период» (и «периодичность») приложим к тем явлениям, где сверх

того наблюдается правильность в интервалах времени. Применительно к стратиграфии, цикл представляет спиралеподобную повторяемость аналогичных, хотя и не совсем тождественных явлений слоеобразования. Цикл, естественно, распадается на парные полуциклы, из которых каждый в какой-то степени является зеркальным отображением соседнего.

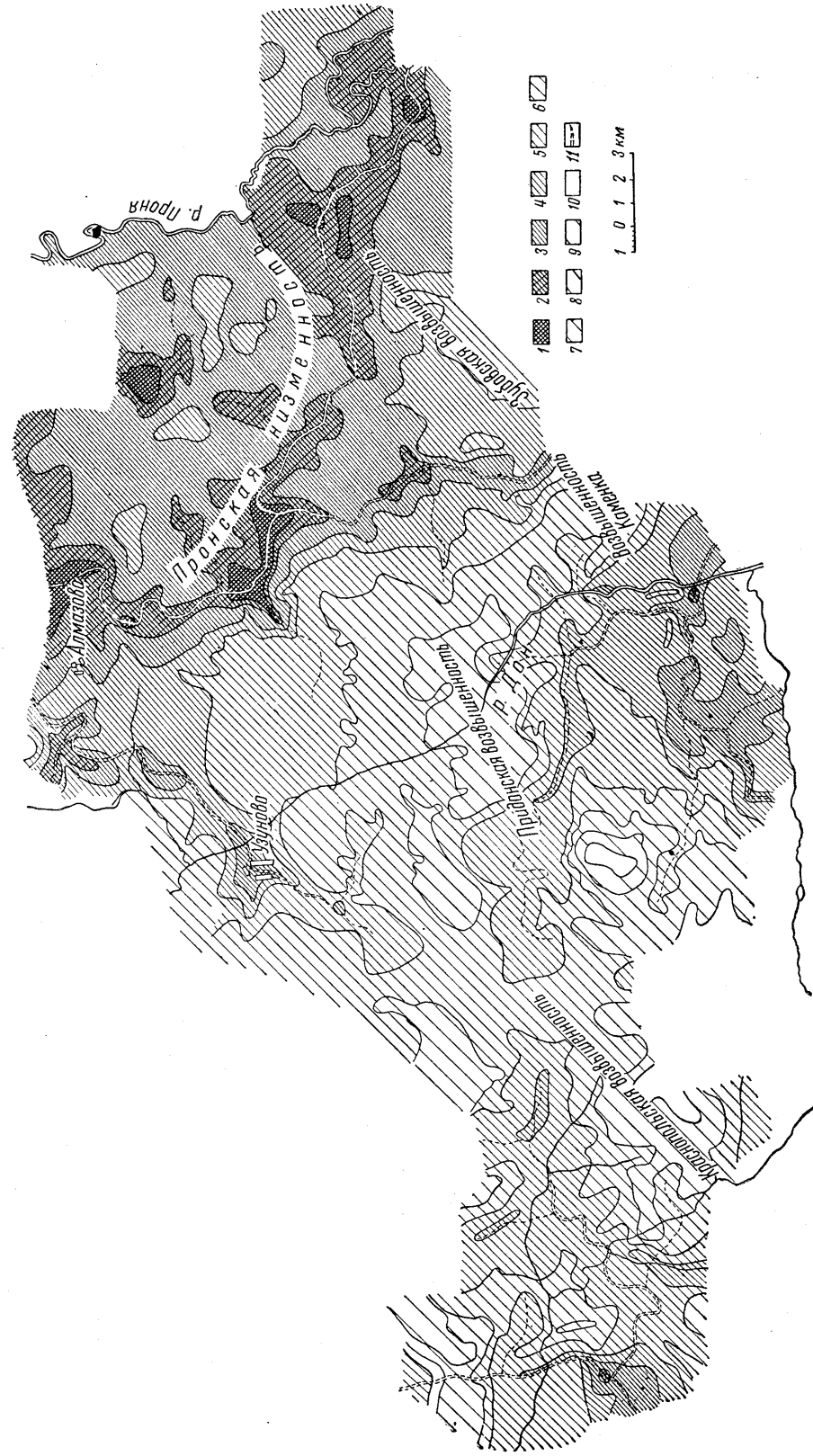


Рис. III-5. Карта подземного рельефа известнякового фундамента угленосной толщи нижнего карбона Сталинорого-Донского района (по Л. М. Бириной)

1 — 100—110 м; 2 — 110—120 м; 3 — 120—130 м; 4 — 130—140 м; 5 — 140—150 м; 6 — 150—160 м; 7 — 160—170 м; 8 — 170—180 м; 9 — 180—190 м; 10 — 190—200 м; 11 — предполагаемые русла древних рек

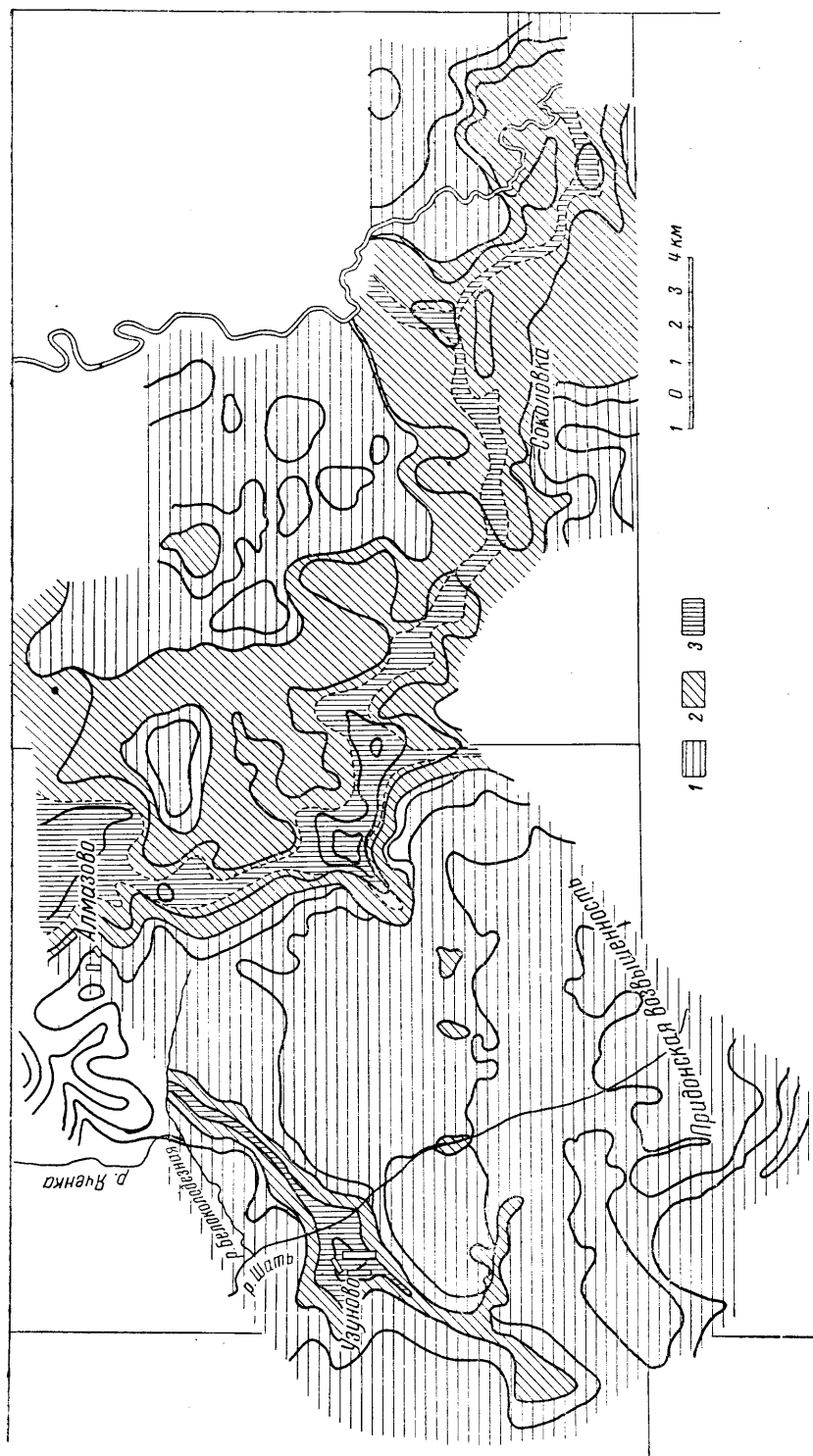


Рис. III-6. Схематическая геологическая карта известнякового фундамента угленосной толщи нижнего карбона в северо-восточной части Сталинорско-Донецкого района (по Л. М. Бириной)

1 — улинские слои (С<sup>11</sup>); 2 — малевко-муравенинские слои (С<sup>11</sup>); 3 — озерско-хованская толща (D<sup>92</sup>-ch.)

В понятие ритмичности, по Н. Б. Вассоевичу, вкладывается представление о закономерной повторяемости однородных явлений, развивающихся каждый раз в одном направлении. Отдельные повторения, взятые изолированно от смежных, называются ритмами. Таким образом, в отличие от цикла, в ритме мы не можем непосредственно наблюдать второго полуцикла. Например, трансгрессивная серия слоев<sup>1</sup> не сменяется регрессивной, как в случае проявления цикличности, а перекрывается следующей трансгрессивной серией и т. д.

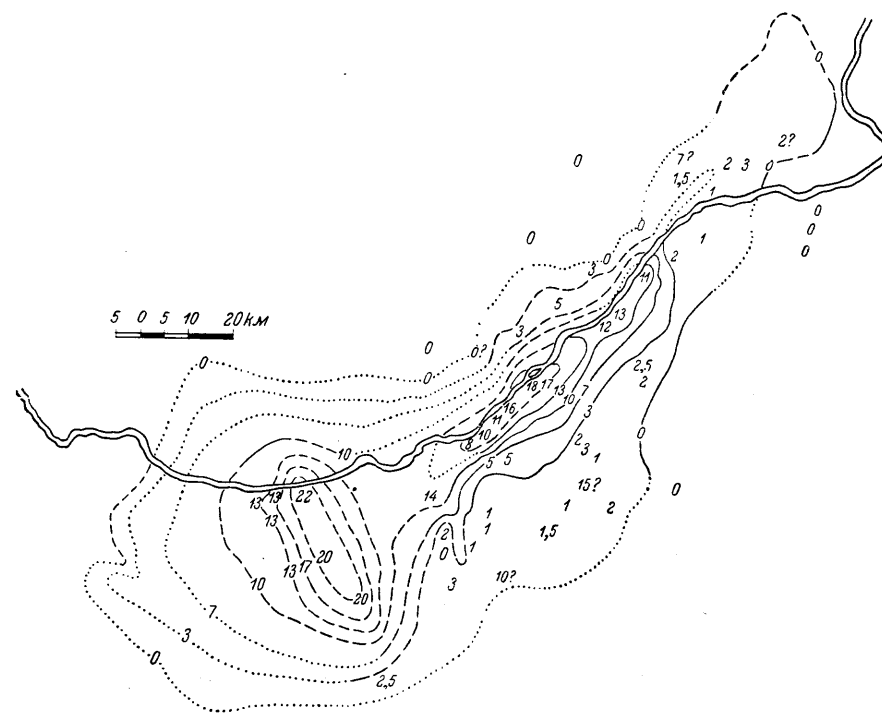


Рис. III-7а. Карта распространения и мощности луизианских известняков

Е. П. Брунс считает несущественными указанные различия и предлагает совсем отказаться от термина «цикличность». Термин «ритмичность», по ее мнению, правильнее и точнее отображает сущность явления. Ритмичность осадочных отложений по масштабу и по характеру можно разделить на следующие три основных типа: 1) крупная ритмичность некоторых осадочных толщ, 2) ритмичность флишевых отложений и 3) мелкая ритмичность ленточных отложений и микрослоистых толщ.

Крупная ритмичность с мощностью пород, составляющих один ритм, измеряемой метрами, десятками или даже сотнями метров, распространена в различных морских, лагунных, дельтовых и чисто континентальных отложениях. Крупная ритмичность характерна для многих продуктивных свит угольных бассейнов всего мира. Например, в Подмосковном палеозойском угольном бассейне (Брунс, 1939) разрез ритма

<sup>1</sup> В трансгрессивной серии нижние слои пород составлены более крупными обломками, в регрессивной серии — наоборот. Подробнее об этом см. ниже.

обычно включает (снизу вверх) — 1) континентальные отложения: а) песчаники с косою слоистостью отложений текучих вод,

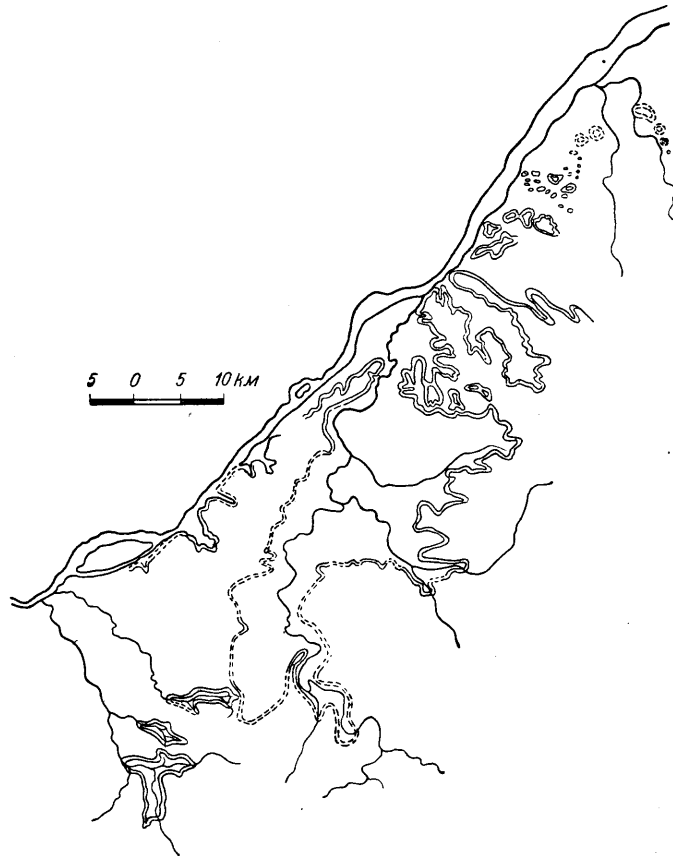


Рис. III-7 б. Карта выходов известняков на поверхность. Наиболее обобщенные участки линии выходов показаны пунктиром

б) алевролиты, в) глины с остатками корневых систем растений, г) уголь; 2) морские отложения: д) глины с морской фауной, е) известняки,

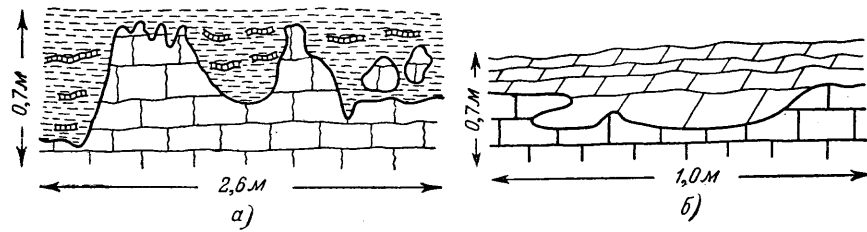


Рис. III-8. Размыв верхней поверхности луизианских известняков

а) перекрываемых сланцами, известковыми песчаниками и оолитовыми известняками; б) перекрываемых доломитовыми известняками

ж) глины с морской фауной, выше иногда сменяющиеся песчано-алевролитовыми породами (рис. III-9).

Переход между отдельными слоями внутри ритмов постепенный. Границы же между ритмами, как правило, резкие и

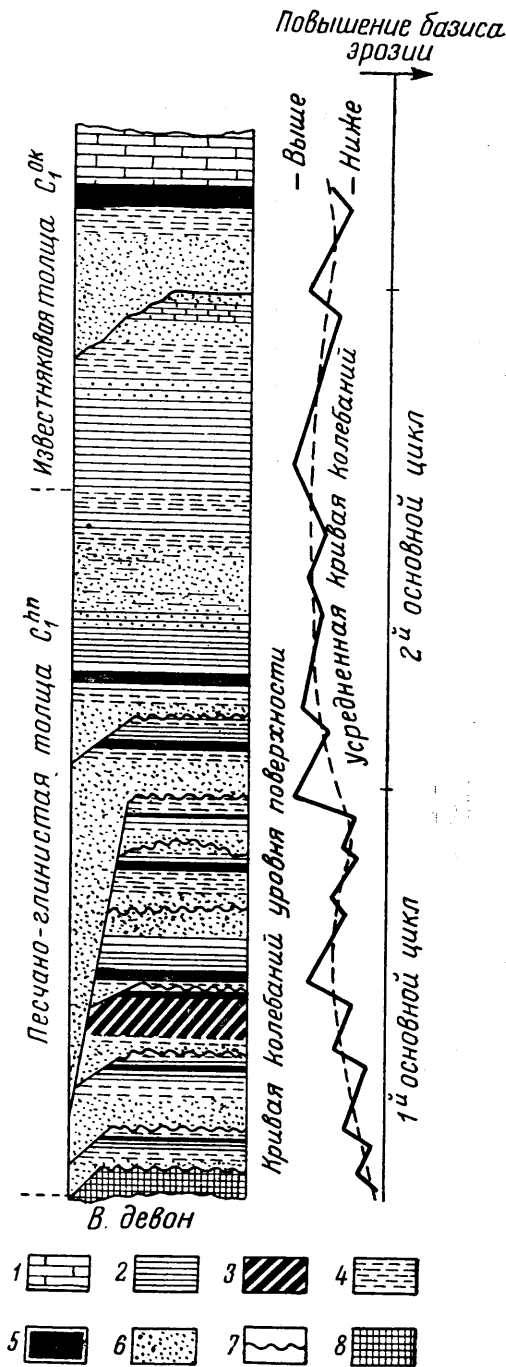


Рис. III-9. Схема цикличности песчано-глинистой толщи карбона Боровичского района (по Е. П. Брунс, с небольшой схематизацией)

1 — известняк; 2 — пластичные глины; 3 — сахарные глины (флинт-клей); 4 — углистые глины; 5 — уголь; 6 — пески; 7 — размыв; 8 — девонские породы

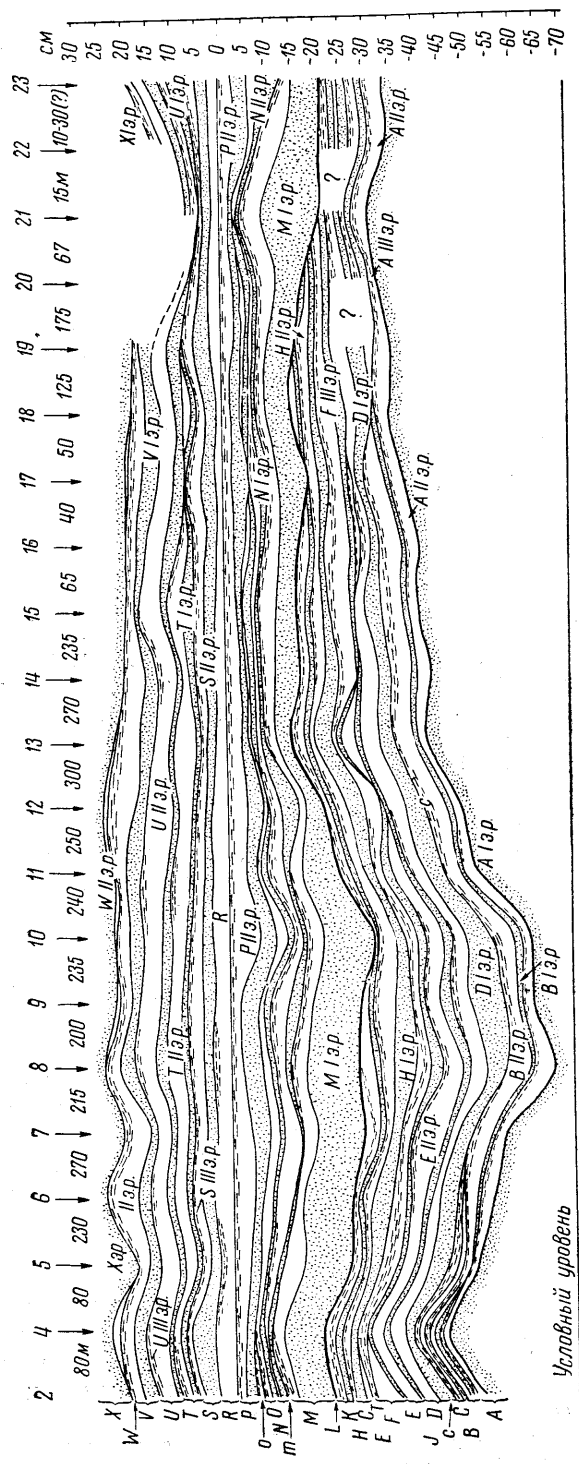
нередко несут следы длительных перерывов в накоплении осадков, сопровождавшихся размывами.

Образование каждого такого ритма могло быть связано с наступанием моря, глубина которого достигала максимума во время отложения пласта известняка. Наступательное движение (трансгрессия) моря сменялось отступанием моря (регрессией) и размывом осадков. В связи с этим разрез каждого ритма, например, в Подмосковном бассейне, может быть разделен на две части — нижнюю трансгрессивную и верхнюю регрессивную. В других случаях регрессивная часть ритма отсутствует (не сохраняется в разрезе).

Ритмичность флиша заключается в закономерной смене пород, в образовании их сочетаний, построенных по одному принципу (Вассоевич, 1948). В отличие от крупной ритмичности вышеописанных осадочных толщ угольных бассейнов, каждый ритм, сложенный слоями флишевых свит, имеет небольшую мощность (сантиметры — первые десятки сантиметров, немногие — метры), а количество ритмов в одной свите чрезвычайно велико, измеряясь многими десятками и даже сотнями (рис. III-10). «Начинается каждый ритм, как правило, зернистой породой и при этом наиболее грубой; затем следуют пелитоморфные породы, сначала более карбонатные, затем менее. Ритм иногда заканчивается неизвестковой глиной» (Вассоевич, 1948, стр. 57).

Мелкая ритмичность ленточных глин озерно-ледникового происхождения представляет тонкое переслаивание (сантиметры, реже первые десятки сантиметров) глин и песков или глин сравнительно чистых с песчанистыми глинами — летних и зимних слоев.

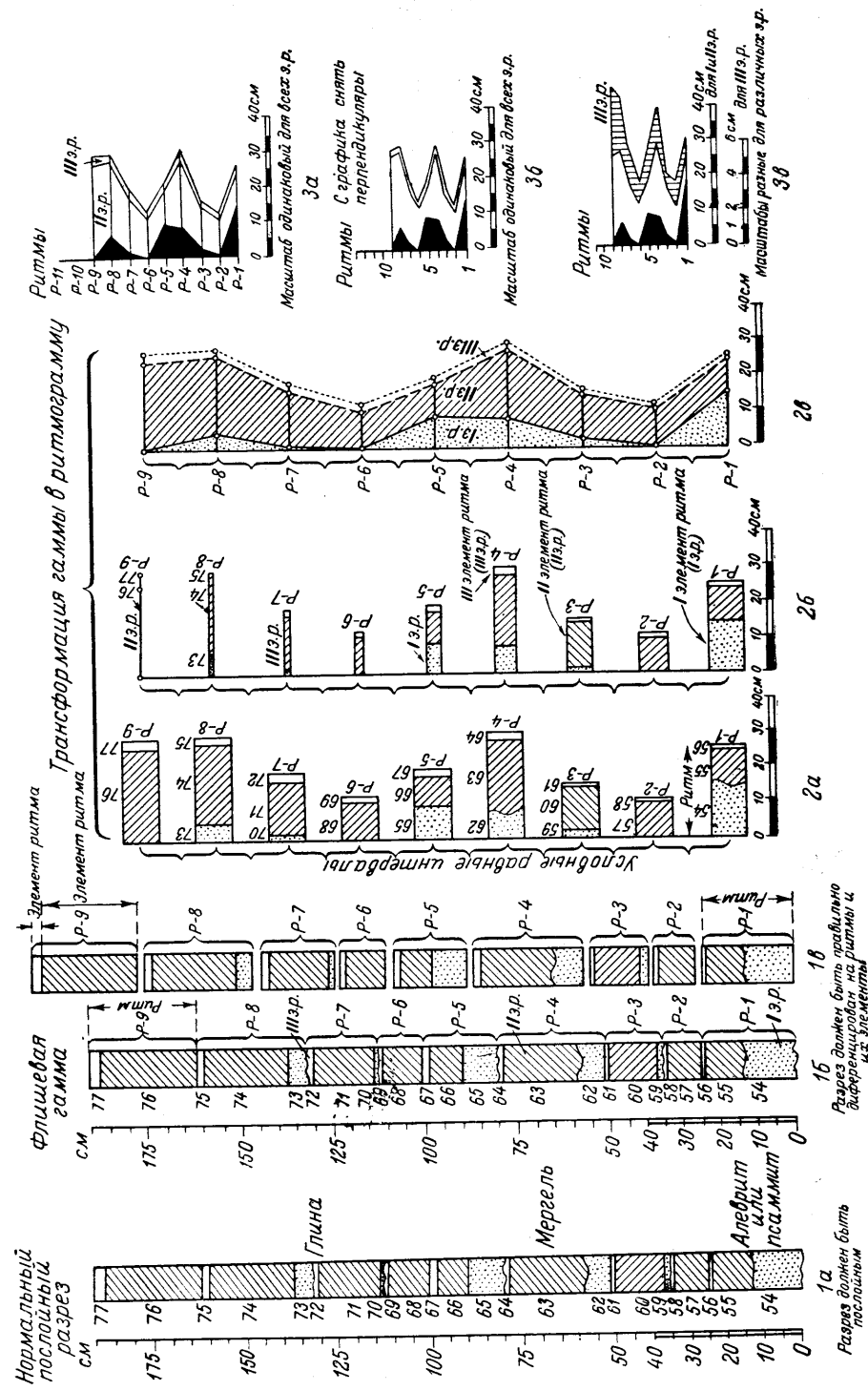
Н. В. Вассоевичем впервые успешно разработаны методы



Условный уровень

Рис. III-10. Схема ритмов и внутриформационных перерывов в кильягинском флише Советабда, Азербайджанская ССР (по Н. Б. Вассоевичу)

Верхний ряд цифр — номера разрезов. Цифры между стрелками — расстояния между разрезами в метрах. Слева латинскими буквами пронумерованы ритмы. Справа — вертикальный масштаб в сантиметрах. В ритме выделяются три элемента. I элемент (I э.р.) обозначен точками, III э.р. — черточками, II э.р. — оставлен белым. Утолщенные линии — следы перерывов.



Разрез должен быть правильно дифференцирован на ритмы и их элементы

Разрез должен быть правильно дифференцирован на ритмы и их элементы

Рис. III-11. Схема построения ритмограмм (по Н. Б. Вассоевичу)  
 I а — последний разрез пачки ильхагского флиша; 1б — выделены элементы ритмов (I э.р. — алевроит или песчаник; II э.р. — мергель; III э.р. — глина) и ритмы; 1в — ритмы для наглядности разделены; 2а, б — ритмы повернуты и расставлены на одинаковых расстояниях; 2в — ритмограмма после схематизации; 3а, б и в — приведение ритмограммы к компактному виду

сопоставления и синхронизации разрезов флиша на значительных расстояниях, достигающих нескольких сотен километров. Сам факт возможности сопоставления удаленных разрезов доказывает, что основные причины изменений, происходивших в ритмичной слоистой структуре флиша, были не местными, а всеобщими для целых бассейнов, в которых происходило накопление флиша.

Попытки произвести корреляцию разрезов путем прямого сопоставления между собой нормальных разрезов, вычерченных в виде колонок,

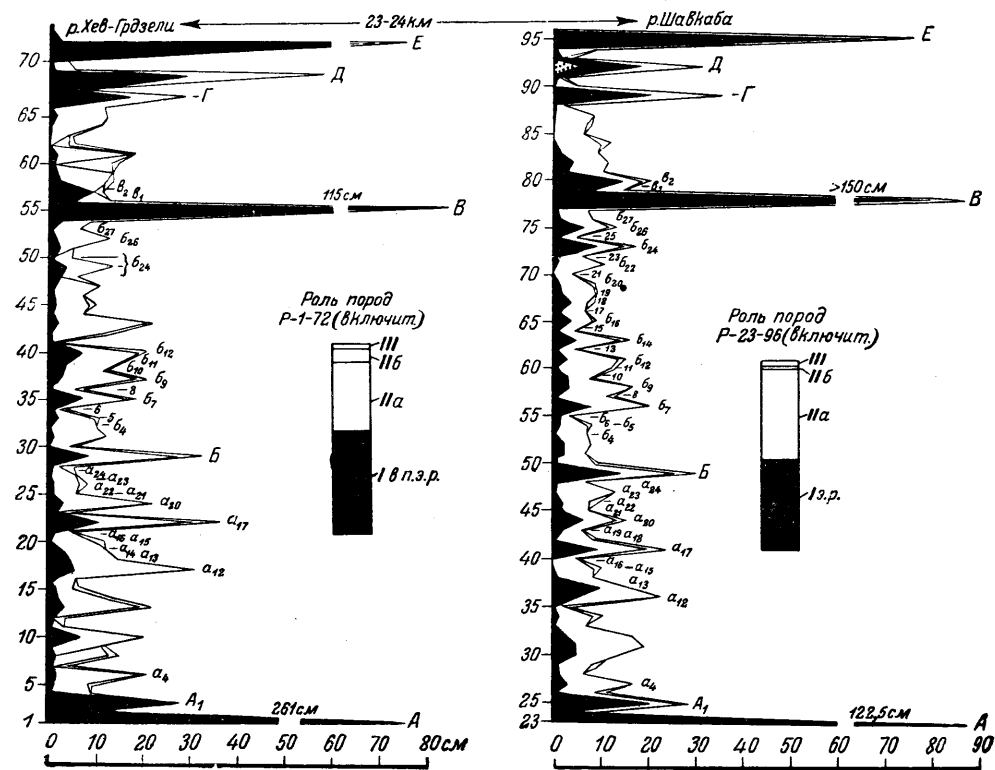


Рис. III-12. Коннекция двух разрезов меквадурского флиша (маастрихтский ярус верхнего мела) в Кахетии, отстоящих друг от друга на 24 км (по Н. Б. Вассоевичу)

успеха не имели. Н. Б. Вассоевич использовал метод коннекции, разработанный в свое время Де-Геером при изучении ленточных глин. Суть метода заключается в том, что сопоставляются не сами разрезы, которые в разных местах сложены слоями разной мощности, и потому несравнимы, а ритмы, причем не единичные ритмы, а комплексы последних. Характерная последовательность (комплекс) ритмов, как показал опыт, сохраняется в далеко удаленных разрезах, что позволяет сравнивать их между собой. Де-Геер трансформировал нормальные разрезы ленточных глин в диаграммы, на которых по оси абсцисс откладывалось количество пар слоев, а по оси ординат — мощности, соответствующие каждой паре. Таким образом, длина диаграммы по оси абсцисс определялась уже не изменчивыми, от места к месту, мощностями слагающих разрез слоев, а числом пар слоев (числом лет формирования ленточных глин). Аналогичным образом, при коннекции флишевых разрезов, наблюдая на диа-

граммах одинаковые характерные сочетания максимумов мощности слоев, можно сопоставлять стратиграфическое положение характерных пачек слоев в удаленных разрезах (рис. III-11, 12).

## ГЕНЕЗИС СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

До середины XIX в. и много позднее большинство геологов очень упрощенно представляли себе образование слоистости горных пород.

Генезис слоистых структур связывался преимущественно с сезонными и более длительными циклами климатических изменений, вызывающих соответствующие изменения состава осадков на дне моря. Также объяснялись явления ритмичного сочетания слоев осадочных толщ.

В настоящее время можно считать установленным, что слоистость горных пород имеет весьма разнообразное происхождение. Важной задачей является разделение слоистости по происхождению и изучение особенностей, свойственных различным генетическим типам слоистости для теоретических и практических целей.

Разработка современной генетической классификации слоистости, еще не законченная, основывается на представлении, что слоистые структуры горных пород в большинстве случаев образуются в связи с взаимодействием по крайней мере двух групп факторов — тектонических и физико-географических, хотя в некоторых случаях слоистость может быть вызвана в основном действием только одного из этих факторов. Часто имеют место сочетание и взаимодействие тектонических движений, изменений климата и динамического режима водной или воздушной среды, из которой выпадает осадок. Каждый из двух факторов определяет механические, химические (в том числе биохимические) и физико-химические условия образования осадков. Изменения в процессах разрушения древних пород, переноса и отложения частиц приводят либо к изменению состава, строения или цвета осадка, либо к образованию разделяющих поверхностей. Так, в формирующемся осадке образуются различные сло-

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Н. А. Головкинский (1869) один из первых наиболее определенно указал на возможность образования слоистости в связи с тектоническими движениями, перемещением береговой линии и обусловленной ими миграцией фаций.

Для того чтобы разобраться в этих вопросах, напомним обычное размещение осадков на дне моря, в области достаточно широкого шельфа, в том случае, если море разрушает возвышающиеся берега, а отлагающиеся обломочные и органические осадки не перемещаются морскими течениями. В этом случае распределение осадочных отложений может быть представлено довольно простой схемой (рис. III-13 а), заимствуемой у Н. А. Головкинского (стр. 394). Непосредственно у берега и в сравнительно недалеком расстоянии отлагаются терригенные осадки. В прибрежной полосе образуются наиболее крупнообломочные отложения, представленные галечниками, несколько дальше от берега осаждаются пески и еще дальше илы, дающие начало разнообразным глинистым породам. Накопление органического вещества в более или менее чистом виде происходит в тех местах, куда не достигают обломочные продукты разрушения суши, и большая часть осадков органогенного происхождения образуется вдали от береговой линии. Исключение составляют



отложения, связанные с рифостроящими кораллами, поселения которых обычно возникают ближе к берегам.

Рассмотренная схема отражает случай прямой, непосредственной зависимости между составом морского осадка и расстоянием места его отложения от береговой линии. Ширина полос, в которых отлагаются мелкие галечники и илы, весьма различна в зависимости от конкретных условий, но для первых, т. е. для галечников и песков, она обычно невелика. Ширина зоны галечников редко превышает первые сотни метров,

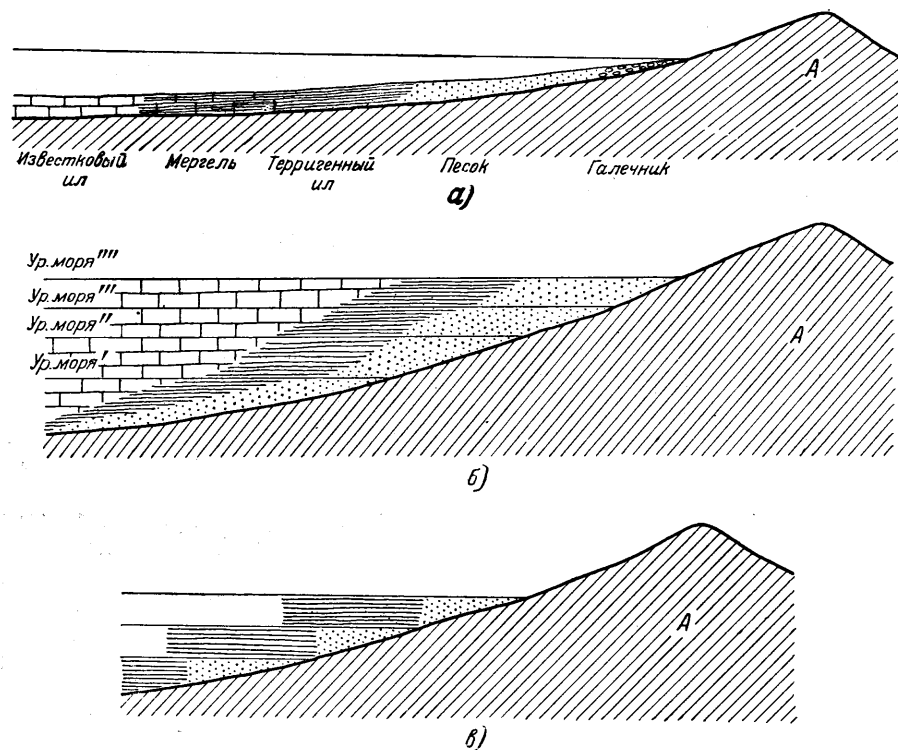


Рис. III-13. Образование слоистости (по Н. А. Головкинскому)

а) распределение терригенных осадков в море по отношению к береговой линии; б) образование скользящих диагональных слоевых ограничений при медленном опускании морского дна; в) образование слоевых ограничений, параллельных поверхности раздела сред при быстром, скачкообразном опускании морского дна

а ширина зоны песков вне дельт значительных рек редко превышает первые километры.

Таким образом, если бы процесс отложения осадков зависел только от расстояния относительно береговой линии и не подвергался воздействию других факторов, слои горных пород, отложившиеся на дне моря, представленные песчаниками и особенно конгломератами, должны были бы быстро изменять свой состав в направлении, поперечном к береговой линии. Изменчивость в горизонтальном направлении была бы очень большой. Напротив, в вертикальном направлении не наблюдалось бы быстрой изменчивости, коль скоро на одном и том же расстоянии от берега накапливались примерно одинаковые осадки.

Н. А. Головкинский обратил внимание на частое несоответствие действительно существующего распределения осадочных слоистых пород и нарисованной выше картины, вытекающей из размещения осадков относительно береговой линии. Две основные особенности обычно характерны

для природных комплексов слоев осадочных пород. Во-первых, слои имеют литологически постоянный состав на значительных площадях. Известно, что базальные конгломераты в основании свит осадочных отложений нередко занимают тысячи и десятки тысяч квадратных километров, протягиваясь на многие десятки километров в направлении, поперечном к береговой линии древнего моря, в котором они образовались. Во-вторых, обычно происходит частая и резкая (скачкообразная) смена литологического состава пород именно по вертикали, чего никак нельзя было бы ожидать, если бы расстояние места отложения осадка от береговой линии не изменялось.

Это противоречие, по Н. А. Головкинскому, вполне разъясняется и снимается, если принять, что образование слоистости есть результат тектонических движений. По его представлениям, в связи с вертикальными тектоническими движениями происходят положительные или отрицательные по отношению к суше перемещения береговой линии. С последними связано перемещение зон осадков различного литологического состава (и в общем случае фациальных зон). Перемещение зон различного осадконакопления происходит по горизонтали, но стратиграфическая колонка отложенной в результате этих смещений будет изменять свой состав в вертикальном направлении (рис. III-13 б). На рисунке видно, что каждый раздел между литологически одинаковыми осадками пересекает под некоторым острым углом практически горизонтальную поверхность осадка и в результате получают скользящие во времени «диагональные» слоевые разграничения, а поверхность слоя, разделяющая осадок и среду, из которой он выпал, не фиксируется в отложившемся материале.

Каждый образовавшийся таким образом слой асинхронен, т. е. имеет разный возраст в разных частях по направлению перемещения береговой линии. И наоборот, из рассмотренной схемы также следует, что различные по составу фауны, которые мы встречаем в двух или нескольких перекрывающих друг друга слоях, в определенной степени могут быть разновозрастными, представляя биоценозы различных фациальных зон одного и того же бассейна. По Н. А. Головкинскому, «если существовали переходные формы (ископаемых животных) во времени, их должно преследовать в геологических формациях... горизонтально, а не перпендикулярно к ним, как это обыкновенно делается»<sup>1</sup> (1869).

Несколько позднее А. А. Иностранцев (1872) выдвинул взгляд, значительно разнящийся от представлений Н. А. Головкинского, хотя и он связывает слоеобразование и миграцию фаций<sup>2</sup> с тектоническими движениями.

Уже Н. А. Головкинский учитывал, что в случае, если перемещение береговой линии в некоторые отрезки времени происходит быстро, вся его схема испытывает принципиальное изменение. В виде слоевых ограничений будут фиксироваться истинные поверхности раздела между осадком и средой, из которой осадок выделился (рис. III-13 в).

Именно этот последний случай принят в качестве основного, характерного А. А. Иностранцевым (1872, 1889, стр. 454). По его схеме, не отличающейся от последней схемы Н. А. Головкинского, слои литологически неоднородны и разновозрастны (синхронны) во всех своих частях по направлению нормали к береговой линии. Образование раздела между слоями в таком случае связано с интенсивным верти-

<sup>1</sup> Конечно, этот вывод справедлив только для описываемого генетического типа слоистых пород, но непригоден для других типов, рассматриваемых ниже.

<sup>2</sup> Фацция есть совокупность литологических и палеонтологических особенностей осадков (пород), указывающих на физико-географическую обстановку их отложения.

кальным перемещением (скачком), после чего следует этап тектонического покоя, в течение которого отлагается многофациальный слой.

Оба исследователя, несколько по-разному принимающие воздействие тектонических движений на слоеобразование, пришли к выводу о закономерной связи, существующей между сменой фациально-литологического состава осадков в плане и в вертикальном разрезе.

«То, что мы видим вертикально напластованным, должно являться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно» (Иностранцев, 1872). Этот закон Головкинского — Иностранцева несправедливо называют законом И. Вальтера, потому что немецкий ученый пришел к аналогичному выводу только в 1893 г. (Сократов, 1949 б).

Итак, по основной схеме Н. А. Головкинского слои имеют литологический постоянный состав, но асинхронны, по второй его схеме слои литологически изменчивы в разных местах на площади своего распространения, но синхронны. Обе схемы как будто исключают одна другую. Между тем вполне вероятно, что каждая схема отражает только одну сторону действительно существующих явлений, которой придается решающее значение; при этом игнорируется другая, ей противоположная, но органически с нею связанная сторона того же явления. Медленно, эволюционно развивающиеся тектонические движения выражаются в образовании асинхронных слоев, тогда как ускорения тектонических движений (скачки) приводят к образованию синхронных, многофациальных слоев (Вассоевич, 1950, стр. 103).

Рассмотрим современные представления о влиянии тектонических факторов на процесс образования слоистых структур.

Против основной схемы слоеобразования Н. А. Головкинского выдвигается следующее возражение. Ряд исследователей считает, что границы между разновозрастными морскими осадками разных фаций представлены постепенными, незаметными переходами. Если же не существует резких границ между осадками разных фаций в горизонтальной плоскости, то они не могут образоваться между перекрывающимися друг друга слоями при смещении фаций в процессе перемещения береговой линии. Однако процесс наслоения осадков в такой форме, как это предполагал в основной своей схеме Н. А. Головкинский, осуществляется<sup>1</sup>. Об этом свидетельствуют упомянутые выше факты большого площадного распространения базальных конгломератов. Примеры диагонального скольжения асинхронных, литологически однообразных пачек слоев известны по работам Е. П. Брунс (1935), А. В. Казакова (1939) и изображены на схемах (рис. III-14, 15). Песчано-глинистая толща нижнего карбона, лежащая в основании известняков в Московской синеклизе, в разных частях бассейна имеет различный возраст. Возраст фосфоритовых отложений Поволжья становится все более молодым по мере перемещения с запада на восток.

Аналогичные примеры находим у Р. Хилла (1921) и Л. Стемпа (Твенхофел, 1936). Последний описывает третичные отложения Бирмы, в которых каждый литологический горизонт на протяжении нескольких десятков километров по восстанию содержит последовательно все более и более молодую фауну, соответствующую различным ярусам третичного периода. Д. Макдональд (1920) описан случай диагонального скольжения горизонтов торфа и песка в Центральной Америке и т. д. Еще один пример (рис. III-16) диагонального подъема зон с фауной одного состава описан С. В. Лоуменом (Сборник «Осадочные фации», 1953).

<sup>1</sup> Возможно, что чаще этот процесс приводит к образованию целых горизонтов и реже он непосредственно вызывает образование отдельных слоев.

Однако вряд ли правильны представления о практически беспредельном возрастном скольжении слоев и горизонтов, встречающиеся у отдельных исследователей (Комоцкий, 1939, 1940). Геологическая практика

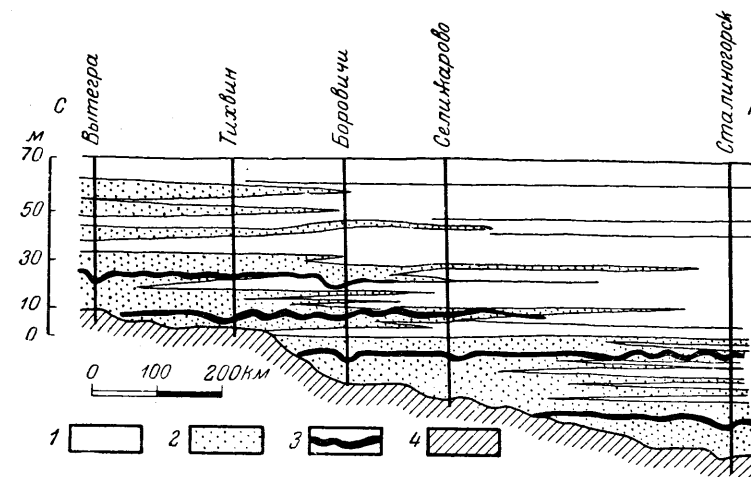


Рис. III-14. Изменение возраста песчано-глинистой толщи нижнего карбона в Московской синеклизе

1 — известняки; 2 — песчано-глинистая толща; 3 — главные горизонты размыва; 4 — подстилающие породы

убеждает нас, что очень значительное возрастное скольжение литологически однотипных горизонтов, не говоря уже об отдельных слоях, встречается относительно редко. Во многих случаях характерные маркирующие

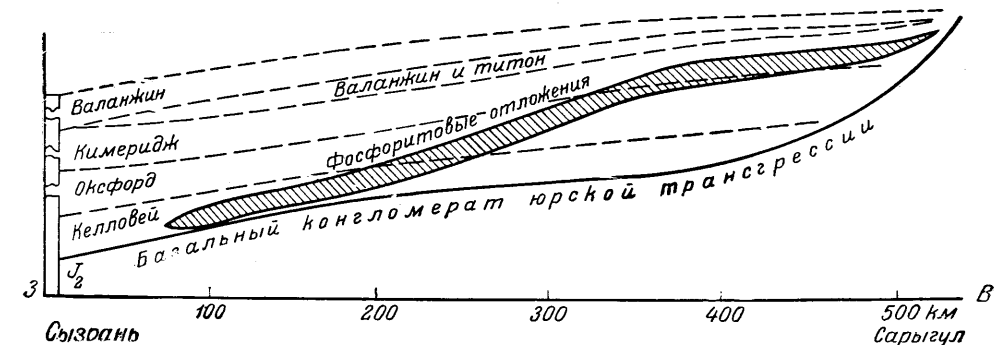


Рис. III-15. Изменение возраста фосфоритовых отложений Поволжья

щие слои образуют достаточно надежные стратиграфические единицы, пригодные для синхронизации далеко отстоящих разрезов.

Н. Б. Вассоевич считает (1948, стр. 46, 198, 199), что для флишевых отложений с их ритмичностью представления о сколько-нибудь значительной асинхронности слоев вообще не применимы. Слоистость во флише, повидимому, отражает импульсивность и прерывистость процесса осадконакопления в связи с тектоническими движениями, свойственными геосинклинальным областям в стадии формирования и заполнения впадин вдоль цепей тектонических островов — кордильер, вырастающих в связи с движениями по крупным разломам в земной коре.

А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938, стр. 110), придавая значение тектоническому фактору в процессах образования слоистости в осадках Черного моря, считают, что присутствие песков в наиболее удаленных от берега участках дна «заставляет думать о каких-то очень быстрых, катастрофических изменениях в условиях приноса материала». Образование глубоководных песков, возможно, находится в связи с теми сбросами, землетрясениями и сползаниями осадков, которые имеют место в пределах континентальной ступени. Эти движения могут вызывать в глубоких слоях воды мощные возмущения, временные течения и волны,

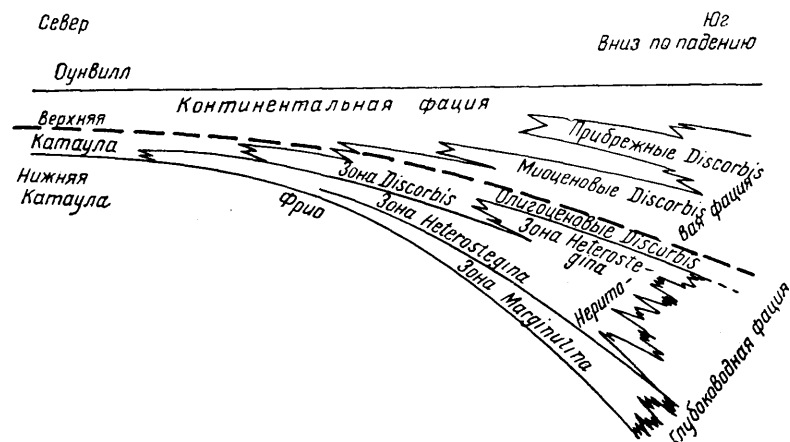


Рис. III-16. Схематический разрез, показывающий подвем зон *Heterostegina* и *Discorbis* в направлении вниз по падению (к морю) в области Гольф Кост

которые взмучивают ранее отложившийся материал и способствуют образованию прослоев песков независимо от привноса материала с берега.

Другим важным процессом образования слоев, литологически однородных на значительных площадях, по В. В. Белоусову (1948, стр. 131—153) и И. Баррелю (1917), является формирование так называемой «упорядоченной» слоистости. Главными факторами в этом процессе являются вертикально направленные тектонические движения и волновые колебания морских вод, достигающие дна в области шельфа.

Глубина проникновения волновых колебаний обычно не больше 200 м. Эта глубина является базисом действия волн, и все частицы осадочного материала, находящиеся выше этого базиса, подвергаются непрерывному перемыванию и беспорядочно переносятся с места на место. Устойчивое накопление возможно только ниже базиса, причем в связи с широким разносом частиц происходит осреднение литологического состава пород, накапливающихся ниже базиса действия волн.

Состав осадочного материала, накапливающегося ниже базиса волн, определяется отношением скоростей поднятия в области размыва и опускания в области накопления. При изменении этих соотношений изменяется фациальный состав накапливающихся пород и наблюдается образование слоистости в связи со сменой литологического характера пород по вертикали. Известна упорядоченная слоистость и в породах почти совершенно однородных по своему литологическому составу. Разделы между слоями литологически однообразных пород свидетельствуют о перерывах в накоплении материала. При задержке в процессе тектонического опускания или временной смене опускания поднятием происходит перемывание и перемещение материала осадков около

базиса действия волн; на этом уровне проявляется подводное выветривание, тогда как осадки, устойчиво накопленные ниже базиса действия волн, уплотняются и диатенезируются. Такие различия в условиях накопления вызывают формирование слоевых поверхностей даже в литологически однообразном материале. Баррель называет перерывы накопления осадков *дистемами* и считает, что эти перерывы могут охватывать большие промежутки времени, возможно значительно превышающие время накопления осадков.

Процесс образования «упорядоченной» слоистости, по мнению Н. Б. Вассоевича (1950, стр. 102), вряд ли имеет универсальное значение. Существует много слоистых пород, материал которых заведомо не претерпел перемывания, и слоистость таких пород является первичной слоистостью. Многие литологические ловушки нефти связаны именно с первичной слоистостью. Автохтонность пластов каменного угля в большинстве каменноугольных месторождений мира также, по мнению Н. Б. Вассоевича, не позволяет переоценивать распространенность механизма образования «упорядоченной» слоистости.

Критикуя В. В. Белоусова за то, что он не дифференцирует разделы между слоями, полагая, что все они свидетельствуют о перерывах в накоплении, Н. Б. Вассоевич указывает, что разделы разделам рознь и многие из них не связаны с перерывами в осадконакоплении.

А. В. Хабаков указывает, что в перерывах, фиксируемых в слоистой структуре, надо различать: а) паузы в осадконакоплении и б) размывы, т. е. отрицательное осадконакопление.

Из рассмотренных выше разнообразных представлений о способах образования слоистой структуры в связи с тектоническими движениями можно сделать вывод, что в ряде случаев (однако отнюдь не всегда) последовательная смена в стратиграфической колонке снизу вверх грубообломочных осадочных пород более мелкообломочными вызывается вертикальными тектоническими движениями, направленными вниз, сопровождающимися трансгрессией моря на сушу. Если же наблюдается обратная картина — в более высоких горизонтах стратиграфической колонки обломочный материал в осадках становится грубее, — в определенных случаях можно предполагать проявление вертикального тектонического движения, направленного вверх, в связи с чем происходит регрессия моря с суши. Поэтому в первом случае можно говорить о трансгрессивной серии осадочных отложений, во втором случае — о регрессивной серии отложений.

Если доказано, что слоистая структура в данном месте действительно обязана тектоническим причинам, можно прибегать к составлению диаграмм тектонических движений, соответствующих последовательной смене одних осадочных отложений другими в стратиграфической колонке (рис. III-17).

Из диаграммы следует, что, несмотря на частые изменения знака движения в целом, в рассматриваемый отрезок времени происходило абсолютное или относительное по сравнению с соседними местностями опускание участка земной коры. Если бы опускания не было, толща осадков не могла бы накапливаться, все время возрастая в своей мощности.

В связи с видимым изменением знака тектонических движений в случаях, подобных рассматриваемому, эти тектонические движения были названы *колебательными*. Однако мы уже указывали выше, что пока неизвестно, к одному или к разным типам относятся в таких случаях положительные и отрицательные тектонические движения. Вполне возможно, что постоянно проявляющееся нисходящее движение

имеет одно происхождение, а прерывающие его импульсы восходящих тектонических движений имеют другое происхождение. В таком случае наименование «колебательное движение», применяемое к суммарному результату разнородных тектонических движений, совершенно неприемлемо.

На той же диаграмме (рис. III-17) можно заметить еще одну важную особенность — в стратиграфический разрез морских отложений оказываются включенными также континентальные отложения, представленные в данном примере пластами каменного угля. В других случаях это

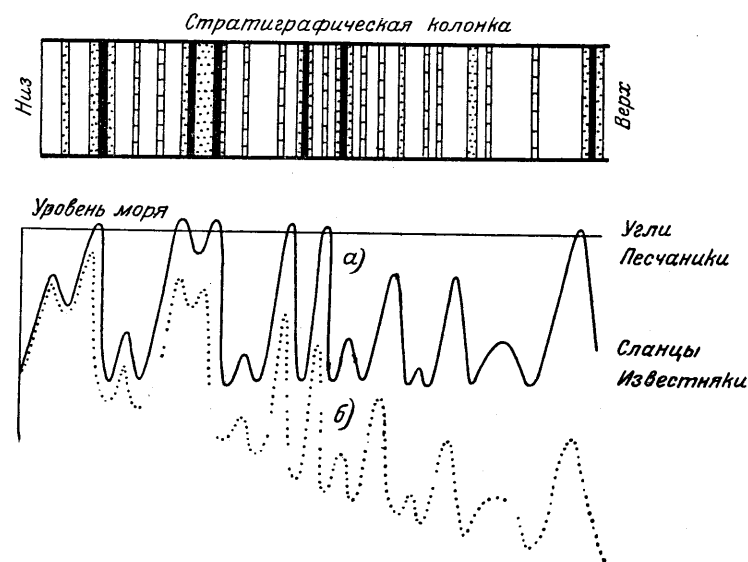


Рис. III-17. Слоеобразующие движения в веке  $S_2^5$  в Донбассе (с изменениями по П. И. Степанову)  
а) диаграмма движений земной поверхности; б — диаграмма тектонических движений основания образующейся толщи и земной коры в целом

могут быть терригенные осадки, образовавшиеся на суше в субаэральных условиях (в обстановке контакта с воздушной средой). Конечно, такие явления могут происходить только тогда, когда у моря, наступающего на прибрежные низменности, абрадирующая деятельность близка к нулю. Если тектонические движения многократно пульсируют и при этом имеют не слишком большую амплитуду, образуется сложная перемежаемость слоев континентального и морского происхождения, заключенных в одной общей свите и находящихся во вполне согласном залегании. Пример такого чередования представляет Донецкий бассейн, в котором более 200 пластов угля, происходящих из скоплений органического растительного материала на поверхности суши в прибрежных болотистых равнинах, разделены известняками и другими породами, содержащими морскую фауну. Аналогичное явление описал Д. Уэллер (1930) и многие другие.

#### ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

В предыдущем изложении мы показали, что в значительном количестве случаев поверхность, разделяющая слои, обязана своим происхождением тектоническим причинам, но это не означает, что слоистость всегда имеет такое происхождение.

А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов на основании изучения слоистости современных осадков в центральных, глубоководных частях Черного моря делают вывод, что «слоистость зависит от весьма разнообразных и порой очень сложных причин и отнюдь не является простым следствием перемещения береговой линии» (1938, стр. 104—111 и 148).

Реки, выносящие огромное количество терригенного материала в морские бассейны, в период паводка транспортируют более крупные частицы, тогда как в межень переносят только мелкообломочные продукты. Уже одно это обстоятельство будет вызывать чередующееся по вертикали распределение терригенных материалов разной крупности. Морские течения в еще большей степени влияют на сортировку и отложение терригенных частиц в различных участках морского дна, а изменения направлений течений будут приводить к изменению состава отлагающихся осадков.

Хороший пример приводит Д. В. Наливкин в своей книге «Учение о фациях» (1933), показывая, как по-разному может быть понят генезис слоистости, вызванной изменением литологического состава осадков, в зависимости от того, насколько полно учитываются все факторы, влияющие на осадкообразование.

На рис. III-18 а представлена стратиграфическая колонка отложений морского происхождения. В эпоху А отлагались глины, в эпоху Б — песчанистые глины, в эпоху В — опять глины. Возможно двойное истолкование причин, происшедших в эпоху Б изменений. Могло быть, что в это время морское дно испытало поднятие, вызванное тектоническими движениями, берег стал ближе к рассматриваемому участку, поэтому здесь отлагался более грубый терригенный материал. Но возможно и совершенно иное толкование. В эпоху Б могли возникнуть морские течения, которых не было в другие эпохи. Течения препятствовали осаждению тонких частиц, и состав осадка оказался грубее. Следовательно, существенные тектонические движения в эпоху Б могли отсутствовать в описываемом районе.

В другом примере размывающую роль морских течений можно считать доказанной. На рис. III-18 б изображена стратиграфическая колонка одного из районов Русской платформы. В эпоху А здесь отлагались глины. В эпоху Б — грубозернистый песок с большим количеством глауконита и фосфоритовая галька. В эпоху В — песчанистые глины.

Глауконит  $K_{<1} (Fe^{+++}, Fe^{++}, Al, Mg)_{2-3} (OH)_2 [Si_3 (Si, Al) O_{10}] \cdot nH_2O$  представляет морское образование (Кленова, 1948). Глубины отложения глауконита в современных морях колеблются от 20 до 1000 м. Главным образом он отлагался на глубине около 200 м. Основным условием образования глауконита является медленное накопление осадков. Медленное же накопление осадков может быть связано с развитием течений.

Фосфоритовые конкреции в современных морях образуются на самых различных глубинах и часто связаны с местами встречи холодных и теплых течений, где происходит массовая гибель морских организмов, за счет которых образуется фосфорная кислота в осадках.

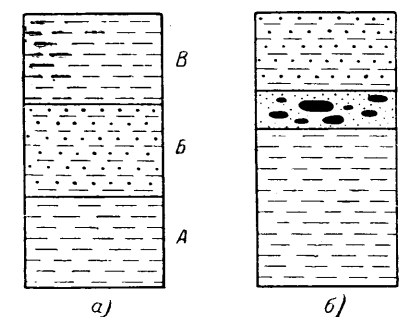


Рис. III-18. Влияние физико-географических факторов на слоеобразование

а) стратиграфическая колонка морских отложений: А — глины, Б — песчанистые глины, В — глины; б) стратиграфическая колонка морских отложений: А — глины, Б — глауконитовые пески с фосфоритовой галькой, В — песчанистые глины

Следовательно, обогащение горизонта *Б* глауконитовым песком и фосфоритовой галькой не связано с поднятием морского дна и приближением к береговой зоне, а вызвано возникновением морского течения.

Глубина и интенсивность действия морских течений на осадконакопление видны из следующих фактов. В северной части Атлантического океана, между Исландией, Фарерскими островами и Шотландией, на глубинах в 600—700 м в связи с проходящим здесь Гольфстримом отлагается только грубый песок. То же явление наблюдается вдоль побережья Норвегии, где на глубинах от 200 до 600 м течения настолько сильны, что на морском дне осаждаются только крупнозернистый песок и галечник, все же более мелкие терригенные частицы уносятся прочь.

Из всего вышеизложенного видно, что крупность частиц, составляющих терригенные осадки, не всегда связана с расстоянием от суши, с которой поступал обломочный материал. Д. В. Наливкин выделяет три типа бассейнов, в которых распределение осадков изменяется в зависимости от характера морских берегов и деятельности течений.

1. Бассейны со слабым прибоем и без течений, представляющие более или менее обособленные части моря — заливы, лиманы. Отсутствие прибоя связано с тем, что суша в прибрежной части представляет низменность, полого наклоненную в сторону моря и продолжающуюся под уровнем моря далеко (иногда на десятки и сотни километров) в сторону открытого океана. В таком широком мелкоморье, окружающем континент, разрушающая деятельность моря незначительна. Галечники отсутствуют. Зона песков, если и имеется, то крайне узкая, у самого берега. На дне моря, даже вблизи берегов, отлагается черный ил, нередко с большим содержанием сероводорода за счет гниения органических осадков и в связи с отсутствием «проветривания» протекающими водами. Эти прибрежные илы могут незаметно переходить в глубоководные и нередко неотличимы одни от других.

2. Бассейны с сильным прибоем и слабыми течениями обычно представляют области нормального распределения осадков, изображенного на рис. III-13 *а*. Только в этих бассейнах встречается более или менее правильная зависимость между расстоянием от берега и величиной обломочных частиц осадка.

3. Бассейны с сильными донными течениями. В них нормальное распределение осадков совершенно нарушается. Среди площадей, занятых тонким илом, появляются участки, сложенные песками или даже скопления мертвой ракуши — будущие известняки-ракушечники. Эти известняки-ракушечники нельзя смешивать с известняками, образованными за счет скоплений ракуши в береговых валах, на песчаных пляжах, выше уровня моря. Последние являются столь же важным указанием местоположения древней береговой линии, как конгломераты, и для них характерна окатанная, битая ракуша, причем на раковинах обычны известковые или железистые корки.

Среди факторов, влияющих на образование слоистых структур и в широком смысле слова также определяющих физико-географическими условиями, большое значение имеют факторы физико-химические и биологические, роль которых широко рассматривается в учении об образовании осадков (Сборник «К вопросу о состоянии науки об осадочных горных породах», 1951; Страхов, 1947, 1951 и др.).

### НЕСОГЛАСИЯ И ПЕРЕРЫВЫ

Несогласным называют такое залегание пород, когда слои более молодых отложений ложатся на древние породы, испытавшие заметную тектоническую деформацию до того, как началось образование

более молодых отложений. Настоящее несогласное залегание всегда сопровождается перерывом в отложении осадков. Исключение составляют оползаемые ниже местные несогласия, связанные с гравитационными оползнями, нарушающими залегание осадков на морском дне в условиях непрерывного осадконакопления.

Перерывом называется фиксируемый в колонке осадочных пород пробел в отложении материала, иногда сопровождаемый признаками большего или меньшего размыва ранее отложенного слоя.

Обнаружение и исследование несогласий и перерывов в осадочных породах имеют, кроме теоретического, большое практическое значение, потому что с ними иногда связано образование месторождений бокситов, марганца, концентрация нефти и других полезных ископаемых. В непосредственной близости к поверхностям несогласия, в некоторых районах располагаются важные рудные месторождения гидротермального генезиса. Это происходит потому, что вдоль больших поверхностей несогласия нередко происходит распределение магматических внедрений в верхних зонах земной коры, и, кроме того, поверхности несогласия часто отделяют породы, благоприятные для рудоотложения, от пород неблагоприятных.

### НЕСОГЛАСИЯ

Несогласное залегание (угловое несогласие) осадочных пород вызывается значительными тектоническими движениями, происшедшими до отложения верхней свиты пород. Поэтому несогласно залегающие

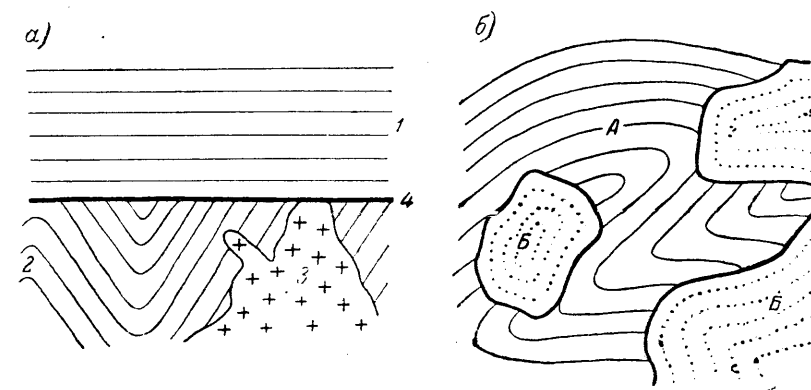


Рис. III-19. Несогласное залегание

*а*) профиль: 1 — верхняя (молодая) свита осадочных пород; 2 — нижняя (древняя) свита осадочных пород, смятая в складки и пересеченная гранитной интрузией (3), а затем эродированная до уровня (4); 4 — поверхность несогласия; *б*) схематический геологический план. Сплошными и пунктирными линиями показана слоистость осадочных пород в свитах А и Б. Толстая линия представляет выход поверхности несогласия

слои перекрывают разные нижележащие породы, как это показано на рис. III-19 *а*.

Поверхность, отделяющая более молодой комплекс горных пород от древних, ранее дислоцированных пород, называется поверхностью несогласия. В связи с тем, что древние породы, перед тем, как они перекрываются молодыми осадочными породами, оказываются в большей или меньшей мере глубоко размываемыми, пласты древних пород срезаются поверхностью несогласия. Наоборот, нижний (базальный) слой более молодого комплекса осадочных пород более или менее

параллелен поверхности несогласия (рис. III-19 а). Этот очень важный морфологический признак поверхности несогласия позволяет в большинстве случаев отличать на геологических картах и на геологических профилях поверхности несогласий (являющиеся стратиграфическими поверхностями) от поверхностей тектонических разрывов. Действительно, за немногими исключениями, поверхности тектонических разрывов пересекают слои осадочных пород, расположенные как по одну, так и по другую сторону поверхности, тогда как поверхность несогласия сечет только слои древнего комплекса и примерно параллельна слоям более молодых пород.

На рис. III-19 б, представляющем схематическую геологическую карту, можно найти линию выхода поверхности несогласия, пользуясь вышеупомянутым признаком. Из соотношений между комплексами слоев



Рис. III-20. Древняя кора выветривания гранитов. Уплотненная древесная элювия. Здарон-тых, Северный Кавказ. Микрофото,  $\times 20$

видно, что свита А является более древней, в то время как свита Б моложе и залегает на свите А несогласно.

**Скрытое несогласие** (В. А. Обручев, В. Н. Вебер) представляет такую форму несогласия, при которой в связи с отсутствием слоистости в более древних породах невозможно установить размеры деформации последних.

Несовпадения в залегании слоев молодых пород с залеганием древних пород не видно. Несогласие выявляется только на основании общих геологических данных. Например, на Северном Кавказе юрские базальные конгломераты налегают на глубоко денудированные средне- и нижнепалеозойские граниты.

Часто граниты под перекрывающими их юрскими конгломератами сохраняют разрушенную оболочку — настоящий древний элювий (рис. III-20) небольшой мощности, 5—10 см, погребенный при трансгрессии юрского моря.

Для того чтобы древние граниты могли оказаться на поверхности во времени трансгрессии юрского моря, должно было произойти поднятие земной коры на много сотен и, возможно, на несколько тысяч метров. Гранитные массивы были вскрыты, срезаны и только после этого, при погружении всей страны, перекрыты юрскими морскими осадками.

Вот почему можно утверждать, что в данном случае деформация древних пород была столь же значительной, как при всяком угловом несогласии. Приведенный пример показывает, что нет принципиальной разницы между историей образования типичного углового несогласия и скрытого несогласия.

Поверхности несогласия вместе с вышележащими свитами могут подвергаться новым тектоническим дислокациям, а затем перекрываются еще более молодыми отложениями. Таким образом, в данном районе может присутствовать несколько поверхностей несогласия различного возраста, причем более древние поверхности несогласия утрачивают первоначальное горизонтальное залегание (рис. III-21).

**Трансгрессивное залегание.** В случаях, когда с поверхностью несогласия вместо одного базального слоя верхней свиты соприкасаются в разных участках последовательно все более молодые слои (рис. III-22), несогласие называется трансгрессивным. Образование трансгрессивного несогласия может быть связано с быстрым (скачкообразным) распространением наступающего моря. Резкое изменение условий осадконакопления приводит к образованию нового базального слоя, распространенного на более широкой площади, чем предыдущий базальный слой. Если бы трансгрессия моря происходила сравнительно медленно, с поверхностью несогласия соприкасался бы единственный базальный слой.

**Регрессивное залегание** пород выше поверхности несогласия выражается в последовательном уменьшении площади распространения более высоких и, следовательно, более молодых морских или озерных осадочных отложений.

**Ингрессивное залегание.** Нередко наблюдается, что поверхность древних пород перед отложением более молодой свиты не была выравнена и базальный слой верхней свиты погребает древний рельеф (рис. III-23 а, б и в). Древний рельеф иногда оказывается настолько расчлененным, что отложение целой свиты базальных слоев молодой толщи происходит только в долинах или на дне глубоко вдающихся в материк заливов, тогда как на более приподнятых частях поверхности суши в этом же районе отложения базальных свит не происходит совсем и господствует континентальный режим. Залегание слоев в крупных впадинах древнего рельефа называется ингрессивным. Например, в Поволжье и Предуралье акчагыльские (верхнеэоценовые) морские отложения залегают ингрессивно по долинам крупных рек, причем мощность их оказывается очень значительной — до 200 м.

**Прилегание слоев.** При ингрессивном залегании, а также в других случаях сохранения поверхности расчлененного древнего рельефа под молодой свитой пород (рис. III-23 а) взаимоотношения между древними и молодыми породами принято называть прилеганием. Прилегание может быть несогласным (рис. III-23 а, б), когда свиты залегают с угловым несогласием, и параллельным (рис. III-23 в), когда обе

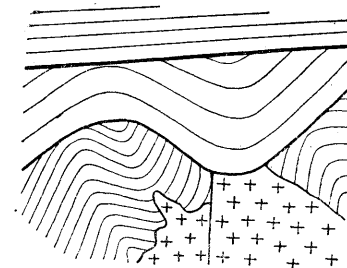


Рис. III-21. Несогласное залегание, усложненное последующей складчатостью. Весь комплекс позднее был опять несогласно перекрыт молодыми осадками (профиль)

свиты пород сохраняют параллельное залегание. Второй случай только иногда соответствует типичному несогласию, чаще же он должен быть отнесен к описываемому ниже географическому несогласию.

**Географическое несогласие.** В геологической литературе довольно часто трансгрессивным залеганием называют также всякое слабо выра-

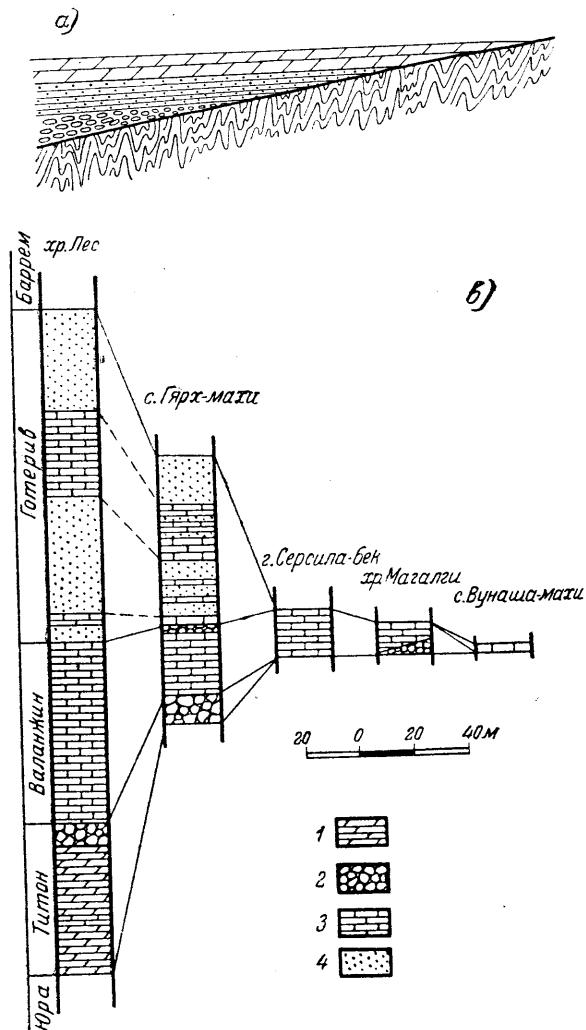


Рис. 11-22. Трансгрессивное несогласное залегание  
а) схематический профиль; б) фактическое изменение состава стратиграфической колонки трансгрессивной пачки известняков тултона — нижнего мела в Дагестане (по Л. Н. Розанову)

женное несогласие независимо от того, один или несколько разновозрастных базальных горизонтов имеются в основании молодой серии пород в разных местах района.

Незначительное несогласие обычно связано с небольшими поднятиями и размывом древних пород и в этом случае далеко не всегда в отдельных обнажениях удастся установить угловое несогласие между верхней и нижней, древней свитой, потому что грубые приемы определения углов наклона пород при помощи горного компаса не могут выявить

разницу в наклоне слоев, если она мала, составляя доли градуса или один-два градуса. Однако составляя геологическую карту для более или менее значительного района, можно установить, что в связи со слабым угловым несогласием вышележащая, более молодая, серия пород перекрывает в разных местах различные породы более древней серии.

Пример подобного малозаметного несогласия, устанавливаемого только наблюдениями на очень большой площади, изображен на

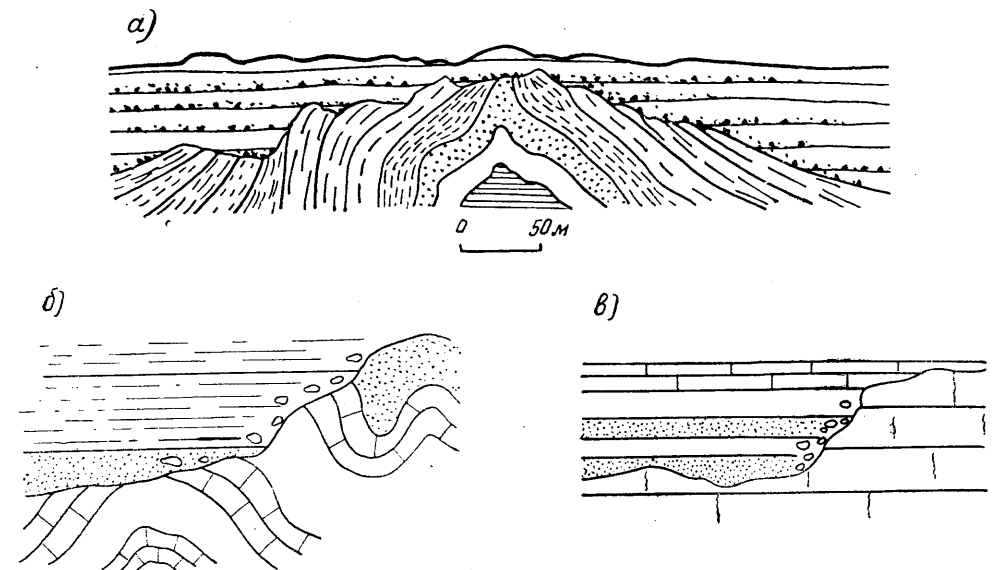


Рис. 11-23. Древний рельеф, погребенный молодой свитой  
а, б) несогласное прилегание; в) параллельное прилегание. Рисунки б) и в) по А. А. Богданову

рис. 11-24. Наблюдатель почти всюду видит практически полное согласие между свитами А и В. Только в одном участке приводимой схематической геологической карты можно видеть, как пласт  $a_1$  скрывается под поверхностью несогласия и дальше к востоку базальный слой свиты В залегает уже на пласте  $a_2$  свиты А. Но если, как это часто бывает, контакт между обеими свитами во многих местах недоступен наблюдению, у исследователя может возникнуть впечатление о согласном залегании свит А и В, если пласты  $a_1$  и  $a_2$  не отличаются литологически или фаунистически. И только установив различия в возрасте пластов  $a_1$  и  $a_2$  и наблюдая, что в одной части района свита В залегает на первом пласте, а в других участках перекрывает второй пласт, можно уверенно считать, что свита В залегает на свите А с небольшим несогласием.

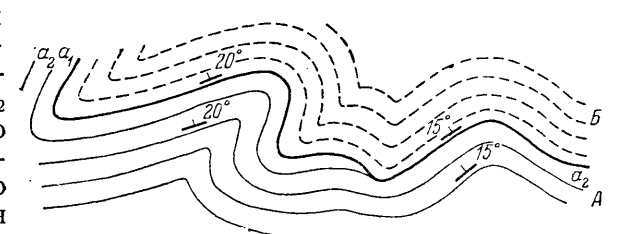


Рис. 11-24. Географическое несогласие. Схематический геологический план

Крайне неудобно применять к описанному явлению термин трансгрессивное залегание, поскольку последний с большим основанием уже употреблен в другом значении, описанном выше.

Во всех случаях незначительных угловых несогласий правильное говорить о географическом несогласии<sup>1</sup> между свитами и в том случае, если на поверхность несогласия ложатся разные базальные слои верхней свиты, надо говорить о трансгрессивном географическом несогласии.

**Местные несогласия** представляют обычно угловые несогласия, распространенные только на небольших площадях. К этой группе относятся несогласия в зонах крупных разломов и в зонах смятия (см. ниже), где сравнительно интенсивные тектонические движения происходят значительно чаще, чем в окружающем районе. Хорошие примеры отчетливого несогласного залегания разновозрастных пород в зонах разломов, при совершенно согласном залегании тех же пород на больших пространствах вокруг, описаны В. Е. Хаином (1950 а) на Кавказе, Г. Рихтером и Р. Тейхмюллером (1933) в Кельтиберийских горах и т. д.

Второй причиной местных несогласий являются деформации неуплотненных осадков на дне морей в связи с подводными оползнями. Этому вопросу уделяли много внимания А. Д. Архангельский (1930 б, 1941) с Н. М. Страховым (1938), Н. С. Шатский (1927, 1929), Б. М. Келлер и В. В. Меннер (1945), Н. Б. Вассоевич и С. Г. Коротков (1935) и многие другие исследователи.

**Ложные несогласия** между пачками и свитами осадочных пород представляют явления углового несогласия, которые, однако, коренным образом отличаются от настоящих несогласий. Они также вызываются тектоническими деформациями, но произошли значительно позднее согласного отложения обеих свит. Например, при смятии в складки механически разнородной, первоначально согласной свиты слоев разные слои образуют складки различной величины. Такая складчатость является дисгармоничной (см. ниже) и, наблюдая ее, легко допустить ошибку. С первого взгляда может быть сделано неверное заключение, что слабо изогнутые слои отложились после того, как нижележащие, интенсивно складчатые слои были собраны в складки (рис. IV-37).

## ПЕРЕРЫВЫ

Тектонические движения, не производящие существенных остаточных деформаций горных пород, могут вызывать временные поднятия выше уровня моря, перерывы в отложении осадков и иногда размыв ранее образованных отложений на более или менее значительных участках.

В случаях выпадения осадков некоторого возраста в колонке вполне параллельно пластирующихся слоев следует применять термин **перерыв**. Это явление В. А. Обручев (1932), В. Н. Вебер (1934 б) и А. А. Богданов (1949 а) именуют параллельным несогласием.

Однако желательно провести четкое разграничение между несогласиями, которые обусловлены орогеническими и постумными движениями, и перерывами, связанными только с вертикальными обратимыми движениями.

Разновидностью перерывов являются **скрытые перерывы**, излагаемые по А. А. Богданову. В качестве примера приводится изученное Б. М. Келлером налегание эоценовых отложений на альбские мергели на Черноморском побережье между реками Мамайкой и Дагомысом. Альбские породы здесь сложены толщиной зеленоватых мергелей

<sup>1</sup> Термин географическое несогласие предложен Э. Маржери и А. Геймом (1888). В советскую литературу введен Н. С. Шатским (1923—1924, 1937 а и 1941).

с прослоями глинистых известняков с *Amellina caucasica* Bouch. Над ними внешне совершенно согласно залегает толща тех же мергелей, но лишенная окаменелостей мощностью в 30 м. Еще выше среди зеленоватых мергелей постепенно появляются песчаники. Здесь встречаются эоценовые фораминиферы (*Discocyclusina sela* d'Arch.).

Таким образом, 30-метровый интервал разреза, в котором отсутствуют окаменелости, должен соответствовать всему верхнему мелу и палеоцену. Однако подобное допущение не может быть принято, так как в непосредственно примыкающих районах перечисленные стратиграфические горизонты имеют широкое развитие и значительные мощности, не проявляя никаких признаков фациального замещения и выклинивания в сторону приведенного разреза. Отсюда естественно объяснить наблюдаемые соотношения наличием скрытого перерыва в пределах какой-то части толщи «немых» мергелей.

## ИЗУЧЕНИЕ НЕСОГЛАСИЙ И ПЕРЕРЫВОВ

### Поверхности несогласий и перерывов

Одной из важнейших задач геологического картирования является изучение происхождения и особенностей строения поверхностей несогласий или перерывов. Древняя, погребенная под более молодыми породами, поверхность может быть поверхностью морской абразии или аккумулятивной равниной, нерасчлененной или расчлененной денудационными процессами, или структурной равниной, или предельной равниной (пенеплом) субаэрального, денудационного происхождения и т. д.

Изучение состава и строения нижнего, базального слоя пород, перекрывающих поверхность, и изучение формы самой поверхности помогают определить ее происхождение.

При морской абразии в состав трансгрессирующих пластов, в особенности нижнего из них, входит в значительном количестве материал древних пород (в которых была заложена поверхность), развитых в непосредственной близости к району исследований. Древние породы в виде валунов, гальки, гравия и песка, обработанных волнами, содержатся в базальном конгломерате или песчанике с прослоями гальки и гравия.

В случае затопления морем выравненной континентальной поверхности субаэрального происхождения на последней можно найти остатки элювиальных и делювиальных образований. В нижних пластах перекрывающей свиты кроме валунов и гальки встречаются угловатые обломки, щебень и хрящ пород нижней свиты, а головы пластов последней могут сохранить признаки атмосферного выветривания (В. А. Обручев).

В обоих рассмотренных случаях базальные слои наряду с остатками растительности и наземной фауны содержат морскую фауну, указывающую на трансгрессию моря.

В других случаях мощные базальные конгломераты и песчаники могут принадлежать погребенным речным дельтам или аллювиальным и пролювиальным конусам выносов. В таких базальных слоях обычно нет обломков местных древних пород, залегающих непосредственно ниже поверхности несогласия или перерыва. Конгломераты и песчаники имеют косую слоистость, характерную для дельтовых отложений или плохую сортированность, свойственную конусам выносов.

Большое значение для установления происхождения поверхностей несогласий и перерывов имеет тщательное изучение форм древней поверхности во всех доступных наблюдениям местах.



Топографическая форма поверхности несогласия или перерыва изучается путем построения гипсометрических карт в районах, где к подобным поверхностям приурочены полезные ископаемые и потому имеются многочисленные данные (Губкин, 1913).

Параллельно с гипсометрическими картами в таких же условиях составляются геологические карты поверхности несогласия (Шатский, 1952; Бирина, 1941 и др.), что дает возможность выявить древние погребенные под поверхностью несогласия тектонические структуры и сделать практические выводы.

### Особенности строения несогласий

Обычная связь базальных конгломератов с поверхностями несогласий понятна, если мы вспомним, что конгломераты образуются в результате более или менее энергичного разрушения суши, сопровождающего трансгрессию моря на страну, испытавшую перед этим тектонические нарушения и связанные с ними поднятия. Если конгломераты достигают большой мощности, может быть сделан вывод о существовании крупных тектонических движений, близко предшествовавших или одновременных с эпохой накопления крупнообломочных толщ.

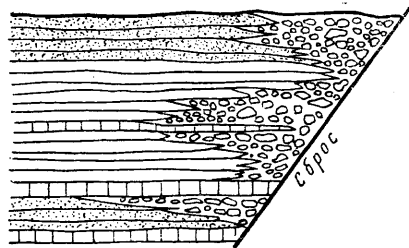


Рис. III-25. Внутриформационные конгломераты, прислоненные к поверхности «ископаемого» сброса (по Ч. Лонгвеллу)

Присутствие конгломератов, несмотря на часто наблюдаемую связь их с поверхностями несогласий, не дает, однако, права для категорических выводов о существовании несогласия между свитами. Равно как и отсутствие конгломератов не дает права для выводов об отсутствии несогласного залегания.

Известны многочисленные внутриформационные конгломераты, происхождение которых связано с местными размывами без образования широко распространенного несогласия.

Например, мощные внутриформационные конгломераты образуются среди вполне согласно лежащих пород при тектонических движениях вдоль крупных, долго живущих сбросов (рис. III-25). Такие же внутриформационные конгломераты широко распространены в юрских озерно-континентальных толщах, заполняющих широкие тектонические депрессии в системе Тянь-Шаня.

С другой стороны, базальный слой несогласно залегающей свиты отнюдь не обязательно представлен конгломератом. В основании свиты могут залегать песчаник, песчаный сланец и даже известняк. Это означает, что тектоническая деформация, а затем разрушение древней страны произошли задолго до трансгрессии моря. Страна была выравнена действием рек, ветра, ледников и превращена в почти равнину и только затем перекрыта морем.

В противоположность трансгрессивному залеганию свит, при котором крупность обломков вышележащих свит увеличивается, а распространение пород расширяется, наблюдаются регрессивные условия залегания слоистых пород, что может быть связано с происшедшим во время отложения осадков отступанием моря, освобождавшим все новые участки суши, и с усилившимся процессом эрозии в сопре-

дельной области. В соответствии с этим площадь распространения более молодых морских свит уменьшается. При этом иногда наблюдается также закономерная смена состава осадочных отложений, обратная той, которая свойственна трансгрессивным сериям пород. В регрессивных сериях верхние горизонты сложены более грубообломочными осадками в связи с начинающимся и все более увеличивающимся приносом крупнообломочного материала с быстро поднимающихся участков суши.

### Особенности строения перерывов

Важной особенностью, определяющей морфологию поверхности перерывов, является слабость размывающего действия трансгрессирующего моря в случае перерыва. Поэтому морфология поверхностей перерывов зависит главным образом от условий разрушения этой поверхности до соответствующей трансгрессии. Если денудационные процессы были слабыми, поверхность перерыва может иметь форму правильной плоскости, параллельной ограничению слоев, или даже сохранить остатки коры выветривания (рис. III-26). Если предшествующая эрозионная деятельность была значительной, при трансгрессии погребается расчлененный рельеф.

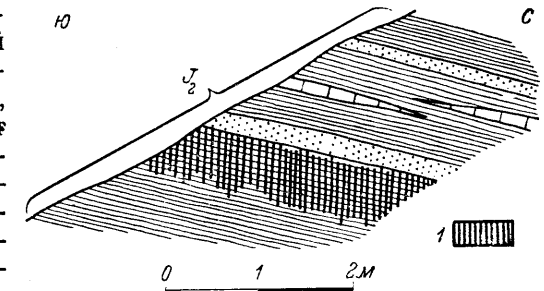


Рис. III-26. Ископаемая кора выветривания в сланцевой толще средней юры Гули в бассейне р. Фиагдона, Северный Кавказ  
1 — зона осветления в темных глинистых сланцах

Морфология поверхностей перерывов весьма разнообразна. Самые незначительные перерывы в отложении осадков, как предполагает Г. И. Теодорович (1950, стр. 166—171 и 200), среди карбонатных пород выражаются

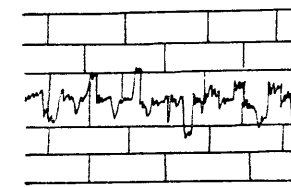


Рис. III-27. Сутуро-стилолитовые поверхности в известняках

образованием сутуро-стилолитовых поверхностей (рис. III-27). Они формируются, как предполагается, в результате растворения полужесткого мелководного известкового осадка при кратковременном выведении из-под уровня воды. Затем начальные сутуро-стилолитовые поверхности фиксируются в связи с покрытием их тонкой, обычно глинистой пленкой и перекрываются новыми порциями карбонатного материала.

Параллельны слоевым ограничениям и потому практически незаметны перерывы в отложении некоторых геосинклинальных областей, например выпадение слоев нижнего турона в разных местах Кавказа (Ренгартен, 1931). Это выпадение частью подтверждается явлениями размыва, предшествующего отложению верхнетуронских осадков, в большинстве же районов устанавливается только палеонтологически, а надежные морфологические признаки перерыва отсутствуют. Однако в других случаях, и при том весьма часто, именно перерывы, а не несогласия обладают очень неправильными разделяющими поверхностями, отражающими древний рельеф.

Пример резко расчлененного рельефа, совпадающего с поверхностью перерыва, описывает А. А. Богданов (1947 б). В ряде мест Предуралья

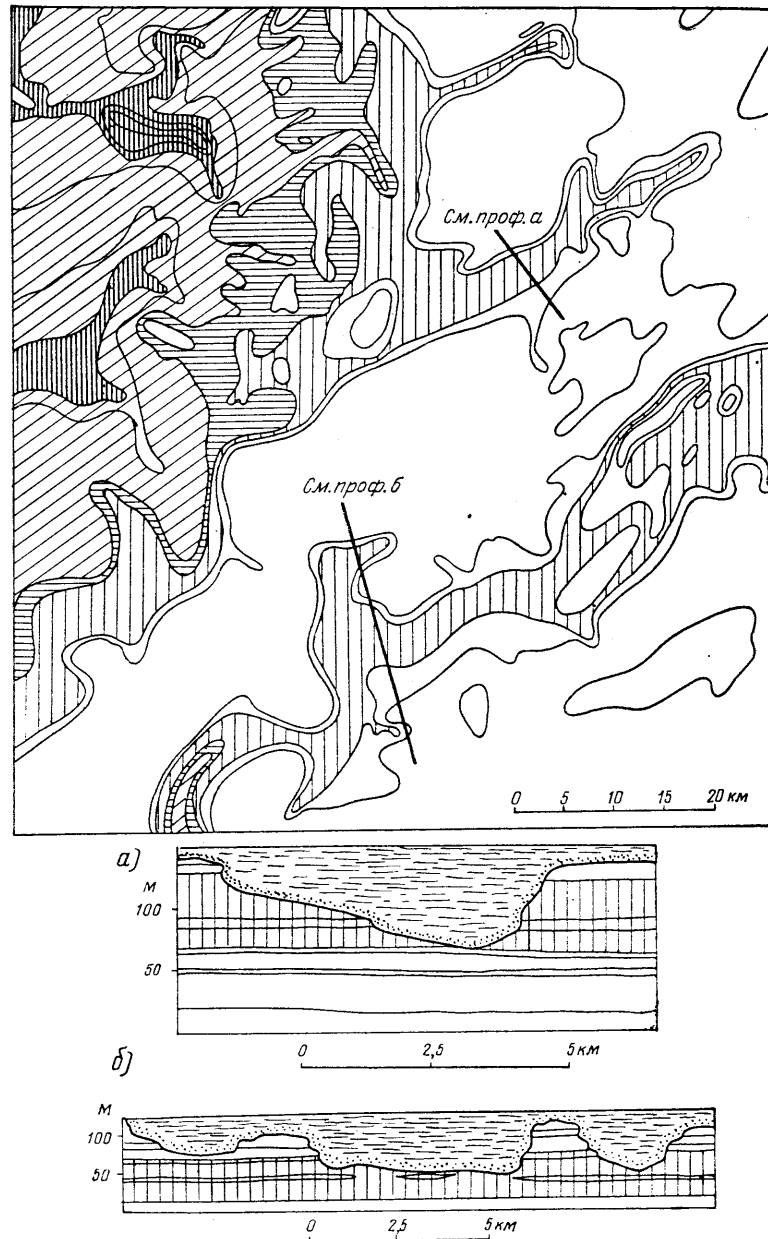


Рис. III-28. Геологическая карта и профили поверхности перерыва, представляющей древний рельеф в отложениях нижнего карбона, погребенный осадками среднего карбона. Штриховкой показаны разные горизонты нижнего карбона. Составлена по данным более чем 1000 скважин (по Р. Сиверу)

ского краевого прогиба поверхность артинских известняков к началу отложения ангидритов кунгурского яруса имела разности высот до 500—700 м.

В качестве хорошо изученного примера древнего погребенного рельефа в дополнение к ранее описанному случаю (рис. III-5 и 6) приводим план (рис. III-28 и профили, рис. III-28 а, б) платформенного района, с отчетливым перерывом между отложениями нижнего и среднего карбона. План представляет геологическую карточку поверхности перерыва, т. е. отражает возраст слоев, составляющих поверхность перерыва. Слои нижнего карбона залегают горизонтально, как это можно видеть на профиле и, таким образом, резко различный возраст пород, обнаженных поверхностью перерыва, отражает формы древнего рельефа. Нетрудно видеть, что древний рельеф представлен довольно глубоко врезанными (на 50—75 м) широкими (3—5 км) долинами древней речной сети. Нижнекарбовое плато с врезанной в него речной сетью было погребено под отложениями среднекарбовой морской трансгрессии (Сивер, 1951).

А. Н. Мазаровичем (1921) описаны явления плащеобразного облегания неровностей рельефа древней свиты слоями пород после-перерывного возраста. Мощности слоев молодых пород в нижней части разреза уменьшаются над выступающими формами древнего рельефа; известны случаи, когда над возвышенностями древнего рельефа образуются осадки в более мелководных фациях сравнительно с остальной частью тех же осадков. Но, вообще говоря, эта форма мало характерна. Чаще мы имеем дело не с плащеобразным облеганием, а с прилеганием слоев молодой свиты впритык к поверхности древнего рельефа.

В связи с тем, что расчлененный рельеф сохраняется главным образом в случае образования перерывов, наиболее частым взаимоотношением слоев молодой и древней свит является параллельное прилегание, описанное выше (рис. III-23 в). В случае же сохранения расчлененного рельефа при образовании углового несогласия и ингрессивного залегания имеем дело с несогласным прилеганием (рис. III-23 а, б). Еще чаще несогласное прилегание характерно для современного и ископаемого аллювия речных долин, врезанных в коренные породы.

Наконец, морфология поверхности перерыва часто определяется размывами временными потоками и донным размывом течениями (Наливкин, 1927).

#### Диагностика поверхностей несогласия, перерывов и тектонических поверхностей

Одним из важнейших вопросов выявления и изучения поверхностей несогласия и перерывов является распознавание их от поверхностей тектонических нарушений. Задача эта очень непростая. С одной стороны, поверхности несогласий и перерывов часто бывают осложнены последующими тектоническими срывами, которые маскируют нормальное стратиграфическое налегание пород молодого комплекса на поверхность размыва более древних пород. Эти срывы с небольшими перемещениями, образованием тектонических брекчий, зеркал скольжения и т. п. вызываются обычно тем, что механические свойства пород древнего и молодого комплекса неодинаковы, а потому даже небольшие тектонические воздействия будут по-разному проявляться в одном и другом комплексе, результатом чего оказывается разрывание и небольшое перемещение по наиболее ослабленной поверхности — каковой является поверхность несогласия или перерыва.

С другой стороны, известны настоящие надвиги, развивающиеся параллельно или почти параллельно напластованию пород, особенно пород висячего бока. Такие разрывные структуры, не имеющие ничего общего с поверхностями несогласий, морфологически очень напоминают настоящие поверхности несогласий.

Для диагностики поверхностей несогласия и пологих тектонических нарушений типа надвигов важно тщательное прослеживание зоны необычного соприкосновения пород в большом районе, изучение и сравнение во многих пунктах стратиграфического разреза пород выше и ниже поверхности соприкосновения пород разных комплексов, изучение морфологии поверхности соприкосновения. Не следует жалеть сил для проведения достаточного количества искусственных обнажений в разных пунктах района, чтобы провести требуемое изучение поверхности соприкосновения пород разных комплексов. В таком случае всегда удается получить достаточно объективные данные для различения поверхностей несогласия и поверхностей пологих надвигов, потому что надвиги обладают только местным совпадением со слоистыми структурами пород и при тщательном прослеживании на значительной территории всегда, рано или поздно, обнаруживают свойственное им секущее положение. Сохранение же на большой территории единообразия стратиграфического разреза базальной пачки молодого комплекса пород будет надежно свидетельствовать в пользу стратиграфического происхождения изучаемого несогласия или перерыва.

## АНАЛИЗ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ, ОСНОВАННЫЙ НА ИЗУЧЕНИИ СЛОИСТЫХ ПОРОД

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД А. П. КАРПИНСКОГО

Из различных методов анализа тектонических движений, не связанных непосредственно с изучением деформации в горных породах, старейшим является палеогеографический метод. Основателем этого метода является А. П. Карпинский (1887, 1894), который первым показал связь между распространением морских отложений на современных континентах и тектоническими движениями, которые он именовал колебаниями.

Замечательная успешность применения палеогеографического метода была вызвана очень глубоким пониманием А. П. Карпинским связи трансгрессий и регрессий морей и, следовательно, тектонических движений с ведущими тектоническими структурами платформ и окружающих платформы горных поясов. Тщательный учет значения этих связей дает возможность реконструировать главные черты распространения морских бассейнов не только по неполным фактическим данным о породах, сохранившихся в естественных выходах, но и путем прогноза вероятного их действительного распространения. С другой стороны, этот же подход оправдывает исключение из тектонического синтеза сведений о распространении осадков тех частей морей, существование которых не было непосредственно вызвано тектоническими движениями. А. П. Карпинский указывает: «Одним очертанием, конечно, нельзя представить распространение моря в течение целого геологического периода, так как последний обнимает слишком большой промежуток времени. Но для распознавания колебаний земной коры более важными часто являются начала и известные фазисы трансгрессии, а

не наибольшие их проявления, когда вследствие эвстатических колебаний или по другим причинам море принимает широкое распространение, скрывающее происходившие под его уровнем относительные перемещения земной коры». В связи с этим Н. С. Шатский (1947 б) отмечает, что для тектонических целей А. П. Карпинского интересовал не весь бассейн в целом, а только та его часть, которая в результате глубокого опускания сохранилась по последующей денудации и которая очерчивала, таким образом, наиболее погрузившуюся в это время часть платформы. А. П. Карпинский, пользуясь методом палеогеографического анализа, убедительно доказал не только значение движений земной коры, но и показал, что эти движения не случайны, а совершаются закономерно. Он же определил основные соотношения между движениями платформенных областей и соседних горных сооружений.

### АНАЛИЗ ФАЦИЙ

Дальнейшая разработка палеогеографического метода осуществлялась многими нашими геологами и особенно А. Д. Архангельским. Приложение палеогеографии к решению тектонических вопросов является важной темой его главнейших работ (1911, 1923, 1932 б, 1941).

Новое, внесенное в палеогеографический метод исследованиями А. Д. Архангельского и многочисленных его учеников и последователей заключается в изучении фациальных условий образования осадочных пород. Одна из последних, выдающихся работ в этой области принадлежит В. Н. Соболевской (1951).

Роль фациального анализа в восстановлении палеогеографии прошлого и тектонических движений многообразна. Во-первых, фациальный анализ позволяет вводить существенные коррективы в очертания границ суши и моря, получаемые непосредственно из наблюдений над современным распространением пород определенного возраста. Последующие размыты могли частично и даже целиком удалить ранее образованные осадки на больших площадях. Изучая фациальный облик пород и находя среди них несомненных представителей прибрежных фаций, мы имеем возможность установить действительные границы моря и суши в прошлые времена, либо убеждаемся, что эти границы уничтожены последующим размытием и должны реконструироваться по всякого рода косвенным соображениям, если это возможно.

Во-вторых, фациальный анализ иногда позволяет догадываться о величине и скорости тектонических движений, приводящих к опусканию морского дна. Встречая среди мощной толщи осадков породы, отвечающие исключительно мелководным фациям, мы имеем основание считать, что скорость тектонического опускания была приблизительно равна скорости накопления осадочной толщи, поскольку нет признаков быстрых тектонических опусканий, которые привели бы к углублению моря и отложению более глубоководных осадков. Наоборот, мало-мощные глубоководные осадки могут свидетельствовать об интенсивных тектонических движениях в определенных отрезки геологической истории.

В-третьих, фациальный анализ часто дает возможность установить существование интенсивных тектонических движений восходящего направления на территориях, сопредельных с бассейнами, где происходило осадконакопление. Появление среди осадочных толщ грубообломочного терригенного материала служит прямым указанием на такие тектонические движения.

В. П. Батуриным (1947) дополнен фашиальный анализ сравнительным изучением петрографического состава осадков и коренных пород, которые предположительно могли служить источниками сноса терригенного материала. При помощи методики, разработанной В. П. Батуриным, возможно определять расположение тектонических поднятий, за счет разрушения которых произошли слоистые породы. Так, например, в тяжелой фракции миоценовых осадочных пород, окружающих современный Кавказский хребет, нет минералов, характерных для юрских пород Кавказа. Напротив, в них преобладает дистено-ставролитовый комплекс минералов, характерный, как полагает В. П. Батуриным, для Русской платформы. Отсюда следует вывод, что тектонические восходящие движения в области современного Кавказа в миоцене вряд ли были сколько-нибудь значительными.

#### АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ

Палеогеографический и фашиальный методы анализа тектонических движений были существенно дополнены В. В. Белоусовым (1939, 1948) методом анализа мощностей осадочных пород. В основу метода положено представление, что мощность накопленных и фиксированных в разрезе осадков очень близко соответствует размеру прогибания земной коры. Вообще говоря, иногда это положение справедливо, особенно в тех случаях, когда фашиальный характер пород позволяет с уверенностью утверждать, что осадки отлагались на небольших глубинах, в пределах шельфа (200—300 м). Если, например, суммарная мощность отложений карбонового возраста в Донецком бассейне составляет около 12 км, а фашиальный состав этих отложений показывает, что все они образованы в неглубоком море, достаточно обосновано представление о том, что в указанный период на территории современного Донецкого бассейна земная кора испытала прогибание на 12 км, скорость которого не превышала скорости накопления терригенных осадков. При этом, как изображено на рис. III-17, направленная тенденция к погружению нарушалась восходящими движениями, имевшими подчиненное значение.

Однако переоценивать возможности метода анализа мощностей для восстановления характера тектонических движений прошлого не следует. Во-первых, необходимо всегда помнить, что положительные, восходящие тектонические движения, поднимающие осадки выше уровня океана, не только не находят отражения в мощности этих осадков, но и уничтожают следы предшествовавших отрицательных тектонических движений, что связано с размывом ранее отложившихся осадков. Во-вторых, даже при отсутствии значительных размывов мощность осадков отнюдь не всегда характеризует размеры и скорость нисходящих тектонических движений, поскольку она достаточно часто совершенно не соответствует величине тектонического прогибания. В. В. Белоусов (1948, стр. 137 и 157) считает, что в большинстве случаев такого несоответствия нет и, устанавливая принцип компенсированности прогибов заполняющими их осадками, обосновывает свой вывод якобы твердо установленным фактом отсутствия глубоководных отложений в разрезах осадочных толщ. Между тем это мнение оспаривается (Богданов, 1949 б; Келлер, 1948), потому что нет надежных положительных критериев для установления глубоководности осадков. Для широко распространенных, недостаточно охарактеризованных фауной мощных толщ глинистых, известковистых и кремнистых пород вопрос о глубине образования часто

остается открытым. Следовательно, достаточно часто неправильными могут оказаться схемы распределения и мощностей и фаций. Вполне может быть, что глубокие впадины, теснейшим образом связанные с областями современных горообразовательных движений (средиземноморские впадины, впадины Вест- и Остиндии, Курильских островов, Атакамская впадина и т. д.) и, как известно, некомпенсированные, отражают проявления весьма важного и характерного типа тектонических движений, совсем выпадающего из поля зрения при преимущественном применении только метода мощностей.

Таким образом, приходится признать, что метод мощностей не может успешно применяться как самодовлеющий, в отрыве от других методов изучения тектонических движений.

#### АНАЛИЗ ЗНАЧЕНИЯ НЕСОГЛАСИЙ И ПЕРЕРЫВОВ

Крупнейшие, регионально распространенные несогласия отображают границы между большими эпохами развития тектонической структуры значительных участков земной коры.

Каждая эпоха обычно включает длительный период преимущественного опускания и осадконакопления с прогрессивно развивающимися тектоническими нарушениями, а затем период преимущественных поднятий, сопровождающихся окончательным формированием структур. Затем, созданные таким образом тектонические сооружения более или менее глубоко размываются и несогласно перекрываются более молодыми осадками. Начало отложений несогласно залегающих свит представляет конец предшествующей эпохи формирования тектонической структуры и начало новой эпохи, развивающейся уже на новой основе и часто в связи с действием иных или иначе ориентированных тектонических сил. В сменах одних эпох тектонического развития другие эпохи проявляется определенная линия исторического развития структуры и всех других геологических особенностей изучаемого участка.

Значение крупнейших, регионально распространенных несогласий как разделов между большими историческими эпохами (циклами, как их не совсем удачно часто называют) хорошо подчеркивается тем, что для каждой такой эпохи можно выделить некоторое количество характерных комплексов осадочных и магматических пород, закономерно сменяющих друг друга. С наступлением новой эпохи, отложения которой отделены очередным региональным несогласием, ряд характерных комплексов пород может образоваться вновь, но в связи с общим поступательным развитием Земли и земной коры появляются также совсем новые комплексы пород или совсем исчезают некоторые ранее существовавшие комплексы.

Комплексы пород, разделенные несогласиями, некоторые исследователи предлагали выделять в качестве формаций (Усов, 1936). Такое разделение использует слишком ограниченный признак и в понятие о формации вкладывается более многообразное содержание. Однако по особенностям некоторых формаций, развивавшихся до и после образования несогласия или перерыва, можно судить о роли и значительности последних.

Вопрос о выделении крупнейших, регионально распространенных несогласий является одним из сложных в геологии. Его нельзя разрешать только на основании морфологических данных, доставляемых структурной геологией, потому что даже наиболее значительные

несогласия проявляются различным образом в ближайших, соседних участках земной коры.

Так, например, в предгорных областях можно наблюдать, что в периоды крупнейших орогенических движений там происходит рост складок, и в то же время слои горных пород в депрессиях между складками сохраняют свое первоначальное, горизонтальное положение. Поэтому более молодая осадочная толща будет залегать несогласно только над значительными антиклинальными складками, в промежутках же между складками древняя и молодая толщи будут залегать вполне согласно (рис. III-29).

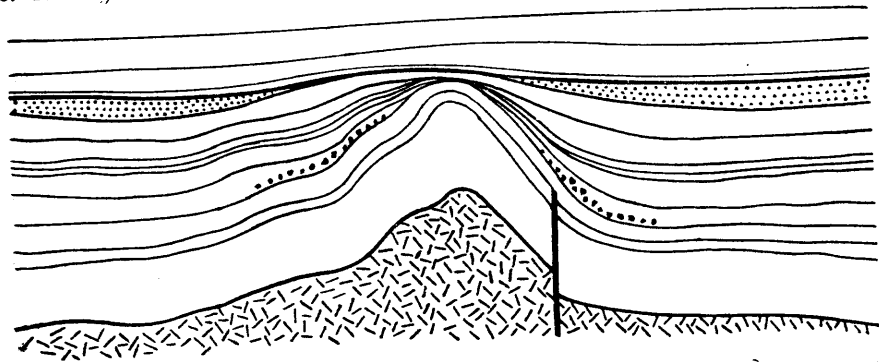


Рис. III-29. Местное несогласие в области антиклинального поднятия при согласном залегании слоев в синклиналях

Важнейший признак при выделении региональных несогласий находится в характере формаций, свойственных изучаемой области. Если в связи с рассматриваемым несогласием заканчивается или начинается образование некоторых формаций, несогласие, действительно, может быть отнесено к числу крупнейших, региональных.

Совсем иначе надо оценивать значение малых, местных несогласий и перерывов. Они отражают только отдельные этапы в развитии тектонических движений, но не ограничивают больших эпох исторического развития, в этом их принципиальная, не только количественная, но и качественная особенность, не позволяющая смешивать местные несогласия и перерывы с крупнейшими несогласиями. Что касается географических несогласий, то в одних случаях, обычно в платформенных областях, они имеют значение крупнейших разделов между некоторыми формациями, соответствуя одновременным региональным несогласиям в геосинклинальных областях, в других случаях их значение не выше значения местных несогласий и перерывов.

### АНАЛИЗ ФОРМАЦИЙ

Формация — термин введенный в геологию в XVIII в. и получивший особенно широкое распространение в связи с учением непунистов. В это время под формацией понимали комплекс пород, имеющих главным образом одинаковые петрографические черты и другие признаки, указывающие, как предполагалось, на одновозрастность. Так, были выделены формации нового и древнего красного песчаника, граувакковая, каменноугольная, меловая и т. д. С развитием палеонтологического метода формацией начали называть комплекс пород, содержащих одинаковые руководящие ископаемые, т. е. комплекс одновозрастных пород

независимо от петрографического их сходства или различия, т. е. термин формация стал синонимом термина геологическая система, и так он применяется некоторыми зарубежными геологами до сих пор. Однако в соответствии с постановлением II Международного геологического конгресса в таком применении термин формация употреблять не следует. Многие современные геологи применяют термин формация только для обозначения комплексов пород определенного состава.

А. Д. Архангельский (1933) и Н. С. Шатский (1933, 1945 б) вкладывают в это понятие значительно более глубокое содержание, не ограничивая его общностью петрографического состава. Формация — понятие историческое, не только литолого-петрографическое, но и тектоническое, объединяющее находящиеся в парагенетических взаимоотношениях слои, толщи и фации.

Важными чертами значительного количества формаций являются, во-первых, приуроченность к определенным стадиям тектонического развития данной области и, во-вторых, приуроченность к определенным тектоническим единицам — геосинклиналям или характерным частям геосинклиналей, краевым прогибам, платформам.

Н. С. Шатский (1945 б, стр. 11, 12) называет формациями «такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно, парагенетически, связаны друг с другом как в вертикальном, возрастном отношении, так и в горизонтальном, пространственном отношении... формации не случайно распределяются по площади земного шара, а теснейшим образом связаны с различными структурами земной коры. Общепринятыми являются формации платформенные и формации геосинклинальных складчатых областей. При этом следует подчеркнуть, что таким образом тектонические структуры связаны не только с осадочными образованиями, но и с магматическими».

Позднее Н. С. Шатский и его ученики (1951 а, стр. 154—162) особенно подчеркивали необходимость выделения и изучения формаций. В цитируемой работе указывается, что некоторые геологи, стремясь выявить закономерности осадочного процесса, изучают особенности распределения отдельных типов осадочных пород, а не формаций. Между тем именно изучение закономерностей распределения разных формаций в различных тектонических зонах позволило бы с наибольшим успехом разрешить поставленные задачи.

Например, на платформах Шатский предложил выделять две большие группы формаций — автохтонные и аллохтонные. Автохтонные формации платформ не содержат обломочного материала, принесенного непосредственно с соседних складчатых сооружений. (Они составлены осадками, выпавшими химическим или органическим путем из вод, и обломочными образованиями, возникшими в результате разрушения и перемывания пород участков самой платформы, выдвинутых в то или иное время выше уровня моря — пески, преимущественно кварцевые, глины и т. п.) Аллохтонные формации платформ произошли в результате разрушения соседних горных сооружений. Кроме того, на ряде платформ развита трапповая формация.

Для палеозойских отложений Русской платформы намечается следующий естественный ряд формаций (снизу вверх): автохтонная терригенная формация, часто глауконитовая → карбонатная известняковая формация → карбонатно-ангидритовая и галогенная формация → аллохтонные формации пестроцветные или красноцветные.

Промежуточное положение между платформами и складчатыми областями занимают формации краевых прогибов.

В геосинклинальных областях, на примере Центрального Казахстана и Средней Азии, выделяются формации: 1) спилито-каратофировая, 2) яшмовая, 3) граувакковая, 4) биогенная, преимущественно рифовых известняков, 5) доломитов, 6) наземно-вулканическая, 7) красноцветных лагунно-континентальных отложений, 8) органогенно-обломочных известняков, 9) угленосная и 10) молассовая.

На основе анализа возраста и распространения формаций Шатский приходит к выводу, что никаких — ни больших, ни малых — периодов осадкообразования, которые одновременно или почти одновременно начинались бы и кончались на всей поверхности континентов и вызвали бы повсеместное повторение в разрезе ранее отложенного ряда формаций, не существовало.

Закономерной периодичности осадкообразования, в том смысле, как она понимается, например, Н. М. Страховым, по мнению Н. С. Шатского, не существует. Внутри отдельных формаций периодичность осадочного породообразования представляет явление очень широко распространенное. Но повторяемость в проявлении формаций представляет явление более ограниченное как во времени, так и в пространстве, а периодичность рядов формаций наблюдается редко.

На другой позиции находятся исследователи, в большей или меньшей мере признающие периодичное проявление повсеместных, захватывавших огромные части земной поверхности наиболее значительных тектонических процессов.

Н. М. Страхов (1948) выделяет, например, четыре типа древних карбонатных формаций и четыре типа отвечающих им карбонатообразующих ландшафтов:

1. Известково-доломитовую формацию платформенного образования.
2. Формации писчего мела платформенного образования.
3. Карбонатные формации предгорных прогибов.
4. Карбонатные формации геосинклинальных зон.

Выделенные формации отчетливо связываются с тектоническими движениями земной коры и имеют определенное место в истории развития последних. Эпохи накопления карбонатных формаций отвечают максимальному развитию трансгрессий моря на континенты и последующему длительно-стабильному существованию бассейнов в достигнутых максимальных границах. Эпохи регрессий, напротив, характеризуются минимальным развитием известняковых образований (1951, стр. 354).

В. В. Белоусов (1948, стр. 242) называет осадочной формацией комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне. Например, в начале геотектонического цикла преобладают формации морские, в конце цикла — формации континентальные. В качестве осадочных формаций геосинклиналей выделяются (рис. III-30):

1. Нижняя терригенная формация, часто с породами континентальной фации в основании, с мощными флишеподобными (флишеидными) свитами в главной части.
2. Известняковая формация, приуроченная ко времени максимального распространения морских трансгрессий.
3. Флишевая и каустобиолитовая (угленосная или битуминозная) формации, тесно переплетающиеся между собой, характерные для более поздних этапов развития геосинклиналей.
4. Лагунная и молассовая формации, образующиеся в период преобладания горообразовательных движений в геосинклиналях.

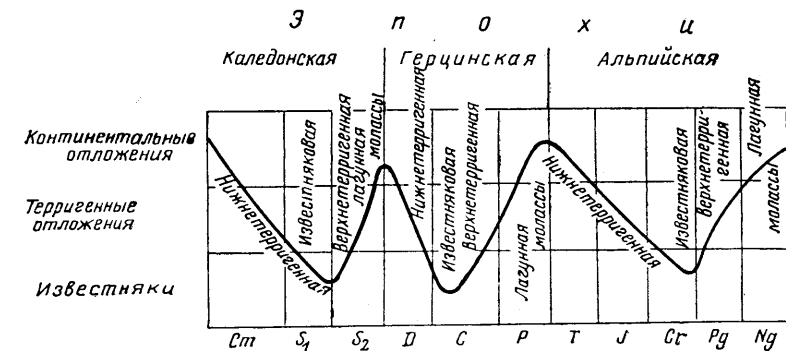


Рис. III-30. Смена формаций во времени в течение каледонской, герцинской и альпийской тектонических эпох (по В. В. Белоусову)

\* \* \* \* \*

Таким образом, все геологи, представления которых приведены выше, признают, что важнейшим признаком для выделения формаций являются тектонические движения. Однако было бы неправильно ограничивать понятие о формациях так, как это делает, например, М. А. Усов, который принимает по существу только один критерий для выделения формации — несогласие. При такой схематизации естественных природных связей наши возможности выявления различных типов тектонических движений на основе изучения формаций чрезвычайно сужаются. Более широка основа, на которой разрабатывают учение о формациях Н. С. Шатский, Н. М. Страхов и ряд других геологов, выделяющие многообразные формации не только по времени их появления в истории тектонического развития (исторический признак), по месту образования в различных тектонических зонах (регионально-тектонический признак), но также учитывающие прочие важные факторы — климатические, гидрологические, физико-химические и биологические, формирующие характерный облик пород данной формации.

Изучение и картирование перерывов и несогласий, выделение и картирование формаций, представляющих естественные сообщества парагенетически связанных между собой осадочных пород, являются неотъемлемыми составными частями всего комплекса методов изучения тектонических движений земной коры вместе с палеогеографическим и фациальным анализом, а также картированием и сопоставлением мощностей. Примененные совокупно, они дают в руки геологу могучее оружие анализа тектонических движений прошлого.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ  
СКЛАДКИ (МОРФОЛОГИЯ)

Складчатými, или пликативными, структурными формами называются складки слоистых, осадочных или эффузивных пород, происшедшие главным образом в результате пластической деформации пород, под воздействием тектонических сил. Складки образуются также в неслоистых породах при определенных условиях деформации, описываемых ниже.

В отличие от рассмотренных в предыдущей главе структур слоистости (наслоения), которые в значительной части обязаны вертикально направленным тектоническим движениям, складчатые структуры образуются преимущественно в результате орогенических движений.

**ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

**Антиклинальной складкой (антиклиналью)** называется изгиб слоев горных пород, обращенный выпуклостью вверх (рис. IV-1). Во внутренней части, т. е. в ядре антиклинальной складки залегают наиболее древние породы, что является ее отличительной особенностью.

**Синклиальной складкой (синклиалью, мульдой)** называется изгиб слоев, обращенный выпуклостью вниз (рис. IV-1). В ядре синклинали залегают наиболее молодые породы.

**Элементы** (составные части) складки. Бока складки называются крыльями. Следует помнить, что у многих типов складок крыло складки одновременно принадлежит антиклинали и соседней с антиклиналью синклинали (рис. IV-1). Поэтому при описании элементов таких складок нельзя говорить о крыльях антиклиналей или о крыльях синклиналей в общем виде, а всегда следует указывать, о какой конкретно антиклинали или синклинали идет речь.

Место перегиба слоев, образующих антиклинальную или синклинальную складку, называется **замком**, или **килем** складки. У антиклинальных складок замковая часть иногда называется **сводом**, или **седлом**.

Линия, соединяющая точки перегиба слоя, называется **осью**, или **шарниром** складки. Проекция оси складки на горизонтальную плоскость называется **линией простирания** складки.

Поверхность, в которой лежат осевые линии всех слоев, составляющих складку, называется **осевой плоскостью**, или **осевой поверхностью** складки (рис. IV-2).

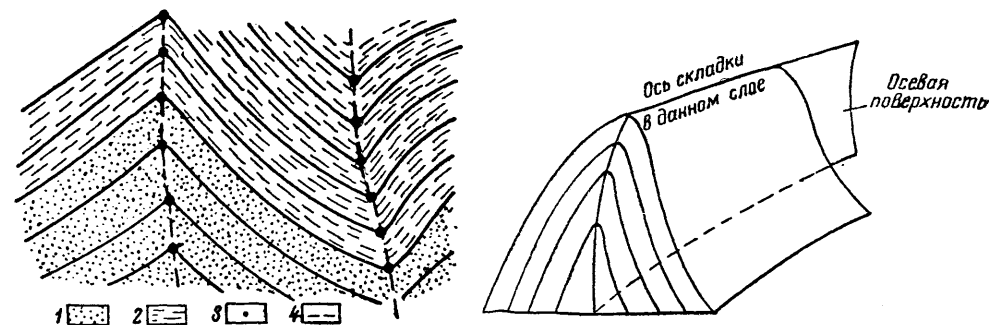


Рис. IV-1. Элементы складок  
1 — древние породы; 2 — молодые породы; 3 — ось складки; 4 — осевая плоскость складки

Рис. IV-2. Ось и осевая поверхность складки в перспективном изображении

В нефтяной геологии для удобства некоторых приближенных вычислений принято осевой поверхностью называть поверхность, равно удаленную от поверхностей, ограничивающих соответствующие пласты (Мирчинк, 1946; Фурман, 1948).

**ФОРМЫ СКЛАДОК**

Складки различной формы классифицируются на основании нескольких признаков.

1. Первым признаком является наклон крыльев складок относительно горизонта. Пользуясь этим признаком, различают (рис. IV-3):



Рис. IV-3. Формы складок

а) прямая (симметричная); б) наклонная (асимметричная); в) опрокинутая; г) лежащая

а) **прямые** или симметричные складки (табл. VI). Крылья складки наклонены в разные стороны. Оба крыла складки имеют одинаковый наклон к горизонту. Осевая поверхность складки образует с горизонтом прямой угол;

б) **наклонные**, косые или асимметричные складки (табл. VII, 1). Крылья складки наклонены в разные стороны. Наклон одного крыла складки отличается от наклона другого крыла. В связи с этим и осевая поверхность складки наклонена по отношению к горизонту;

в) **опрокинутые** складки. Крылья складки наклонены в одну сторону, осевая поверхность складки наклонена в ту же сторону (табл. VIII);

г) **лежащие** складки. Крылья складки и ее осевая поверхность залегают почти горизонтально (табл. VII, 2).

д) перевернутые складки имеют осевую поверхность, падающую в сторону замка антиклинали и соответственно в сторону, противоположную положению замка синклинали.

Важнейшей особенностью опрокинутых, лежачих и перевернутых складок является опрокинутое залегание слоев осадочных пород, слагающих одно крыло таких складок (а именно, подвернутое крыло), тогда как в другом крыле этих складок сохраняется нормальное залегание пород. При опрокинутом залегании слоев наиболее молодые породы оказываются лежащими внизу, и в то же время наиболее древние породы залегают сверху, т. е. вместо нормальной стратиграфической последовательности слоев имеет место обратная стратиграфическая последовательность.

2. Другим классификационным признаком является форма оси складки. В соответствии с этим различают:

а) складки, у которых ось (осевая линия) близка по форме к прямой линии или изгибается только в плоскости, нормальной к осевой

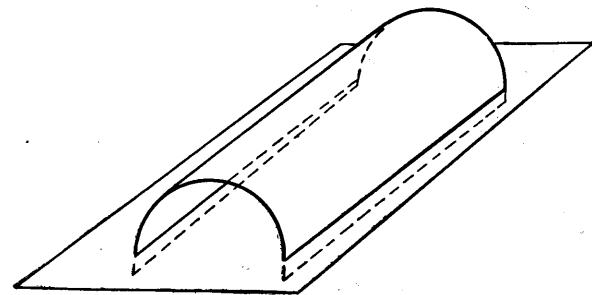


Рис. IV-4. Линейная (цилиндрическая) складка с осью, расположенной горизонтально

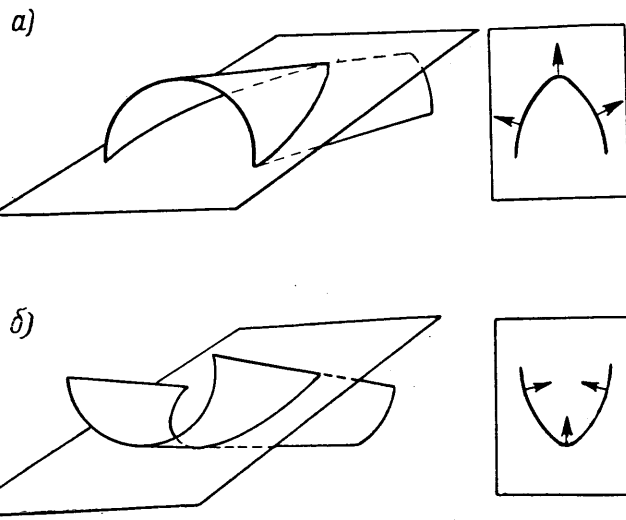


Рис. IV-5. Линейная складка с осью, наклоненной к горизонту

а) периклиналиное окончание (в плане погружающейся антиклинали); б) центриклинальное окончание (в плане погружающейся синклинали)

плоскости, называются **линейными** (или, менее удачно, цилиндрическими) складками (рис. IV-4). Если ось линейной складки горизонтальна, слои противоположных крыльев складки простираются параллельно друг другу (табл. IX). В том же случае, когда ось линейной складки наклонена по отношению к горизонту, слои, образующие противоположные крылья складки, будут замыкаться (рис. IV-5). У антиклинальных

складок такое замыкание называется **периклиналильным**. Падение слоев в этом случае направлено во внешнюю сторону дуги замыкающихся слоев. У синклинальных складок с падением слоев внутрь дуги замыкание называется **центриклинальным**.

При наклонном к горизонту залегании осей складок наблюдается погружение осей (табл. X). Различают азимут (т. е. направление) погружения оси складки и угол, образуемый осью складки с горизонтом. Наклонное положение осей складок встречается весьма часто в самых различных складчатых районах, и углы наклона иногда достигают очень больших размеров. Так, например, в горах Каратау, в Тянь-Шане нередко можно наблюдать погружение осей складок первого порядка в девонских тонкослоистых известняках и мергелистых сланцах под углами в 40—60° к горизонту. Н. П. Семенов, изучавший складчатость второго и третьего порядка в кристаллических сланцах Криворожья, отмечает случаи вертикального расположения осей складок (1946); по М. П. Биллингсу известны случаи опрокинутого залегания осей складок (1949, стр. 59);

б) складки, у которых осевая линия изогнута дугообразно и, таким образом, направление погружения у оси изменяется по простираению на противоположные (рис. IV-6), называются **брахискладками** (брахиантиклиналями и брахисинклиналями).

В связи с погружением оси брахискладки в обе стороны на одном и другом конце складки наблюдается периклиналильное (или центриклинальное) замыкание слоев, составляющих противоположные крылья. Поэтому в плане брахискладки выражаются более или менее вытянутыми овалами (рис. IV-7). С другой стороны, благодаря погружениям и поднятиям осей складок (явление это называют **ундуляцией осей** складок) образуются своеобразные перегибы, как бы секущие под прямым углом направление складчатости. Ундуляция осей складок и образование поперечных перегибов хорошо видны на блок-диаграмме комплекса брахискладок, на рис. IV-7, где, кроме главного направления складчатости, простирающегося параллельно линии *АВ*, наблюдаются поперечные перегибы, протягивающиеся в направлении *ВГ*. Очевидно, что наклон слоев горных пород, измеренный в вертикальной плоскости, проходящей вдоль *АВ*, точно характеризует поперечный перегиб оси главной складки.

Обычно поперечные перегибы значительного положе изгибов слоев продольных складок, но в некоторых районах, как было указано выше, наклоны погружающихся осей складок достигают 40—60° и могут быть еще круче. Такие структуры, описанные во многих складчатых областях под названием **поперечной складчатости**, считались некоторыми исследователями, в частности Э. Огом (1938, стр. 444), явлением более поздним, наложенным на главную складчатость. Однако в настоящее время можно считать твердо установленным, что брахиформность, а значит, и наличие поперечных перегибов являются характерной чертой громадного большинства складчатых комплексов. Напротив, линейные, в строгом смысле слова, складки представляют редкое явление. Таким образом, брахискладчатый комплекс в целом представляет синхронное образование и в подавляющем большинстве случаев нет оснований для выделения особой, отличающейся по возрасту поперечной складчатости.

Важной морфологической особенностью брахискладчатых образований является **кулисное** расположение складок друг относительно друга (рис. IV-8). Весьма часто каждая следующая брахискладка не находится точно на продолжении осевой линии предыдущей складки, а несколько смещена (табл. XI).



Вероятность кулисного расположения складок всегда необходимо иметь в виду при поисках и прослеживании складчатых структур в районах, закрытых молодыми отложениями, где складки совсем не обнажаются непосредственно на поверхности;

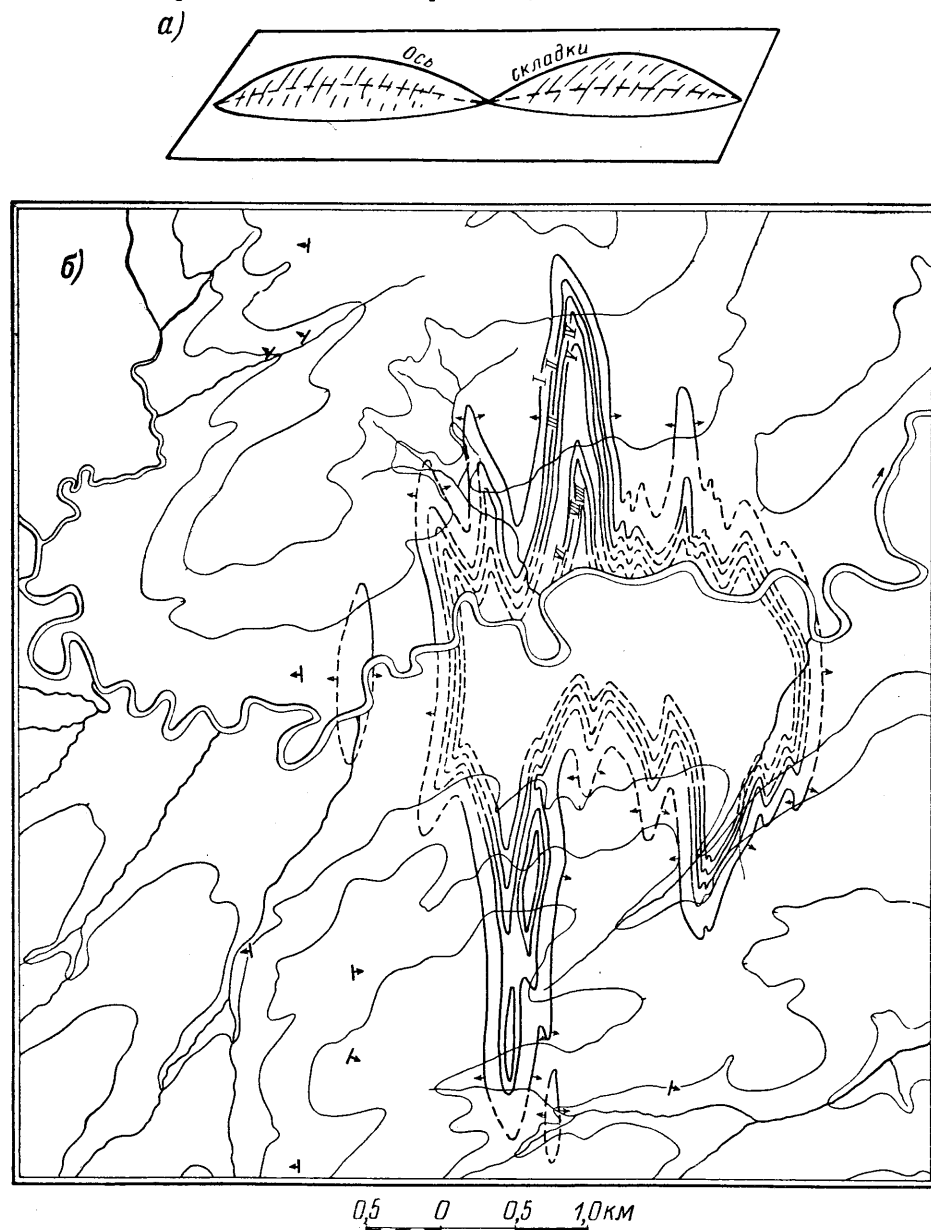


Рис. IV-6. Изгибание (погружение и воздымание) осевой линии в брахискладках  
а) схема; б) план брахискладки в Кузбассе

в) складки, имеющие в плане приблизительно одинаковые размеры во всех направлениях (рис. IV-9), называются куполовидными, или куполами. Пересечение их с горизонтальной поверхностью дает фигуру, близкую к кругу. Очевидно, что в таких складках осевая линия

теряет определенность своей ориентировки и положение ее может быть намечено только в общих чертах на основании изучения геологического строения всего района развития складчатых куполов. При этом иногда

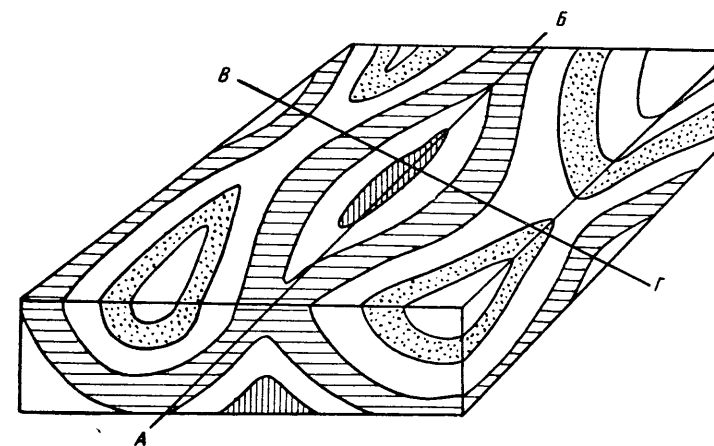


Рис. IV-7. Блок-диаграмма брахискладчатого комплекса

удается подметить, что купола располагаются в ряды вдоль определенных тектонических направлений (Губкин, 1934).

3. Третий признак, по которому могут быть расклассифицированы складки, определяется расположением крыльев складок относительно

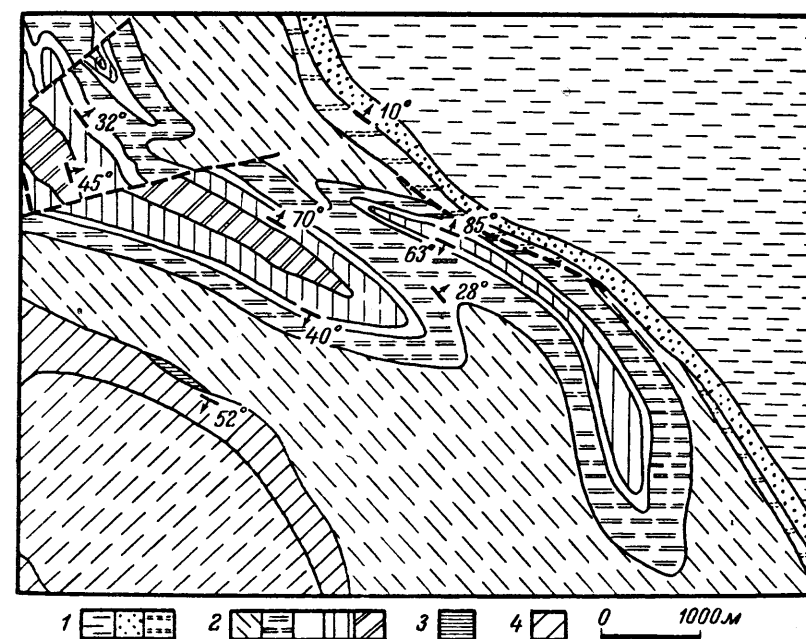


Рис. IV-8. Система кулисообразно расположенных брахискладок  
1 — палеоген; 2 — мел; 3 — юра; 4 — пермокарбон

осевой поверхности. Кроме обычных открытых складок, у которых крылья наклонены в сторону от осевой поверхности в антиклиналях и к осевой поверхности в синклиналях (рис. IV-10 а), различают сжатые

складки разных типов — веерообразные складки с обратным наклоном крыльев (рис. IV-10 б) и изоклиналильные складки с крыльями, почти параллельными осевой поверхности (рис. IV-10 в).

4. Четвертый признак, по которому производится классификация складок, — форма замка. В зависимости от формы замка, кроме обычных

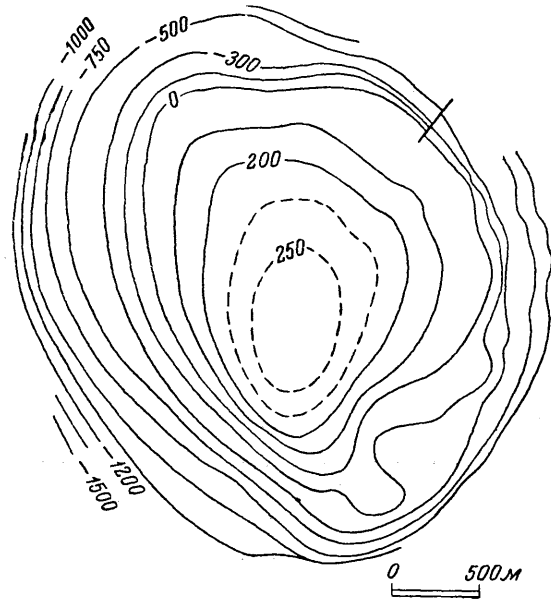


Рис. IV-9. Изометричная куполовидная складка

складок, различают остроугольные складки (рис. IV-11 а), сундучные, или коробчатые (рис. IV-11 б), стулообразные складки (рис. IV-11 в; табл. XII, XIII).

5. Пятый классификационный признак отдельных складок и складчатости целых участков отражает изменение первоначальной мощности слоев горных пород на крыльях и в замках складок. Различают складчатость параллельную (а), подобную (б) и диапировую (в) (рис. IV-12). В параллельных складках мощность слоев неизменна во всех частях складки. Подобная складчатость характеризуется утолщением слоев в замках и уменьшением мощности на крыльях складок. Диапировая складчатость характеризуется уменьшением мощности слоев в замках складок.

Все пять классификационных признаков или часть этих признаков могут быть применены одновременно для характеристики морфологии складок. Например, прямая (симметричная) остроугольная линейная складка в системе параллельной складчатости, наклонная сундучная брахискладка, опрокинутая изоклиналильная складка в системе подобной складчатости и т. д.

К пликативным дислокациям относят также флексуры (моноклинали), представляющие собой коленообразный изгиб слоев (рис. IV-13). Иногда относят к моноклиналям крылья больших, глубоко срезанных денудаций или тектонически нарушенных складок в тех случаях, когда ядро складки и противоположное ее крыло почему-либо трудно доступны для наблюдения (рис. IV-14).

Надо различать флексуры в складчатых областях, где во многих случаях флексура по своему происхождению не отличается принципиально

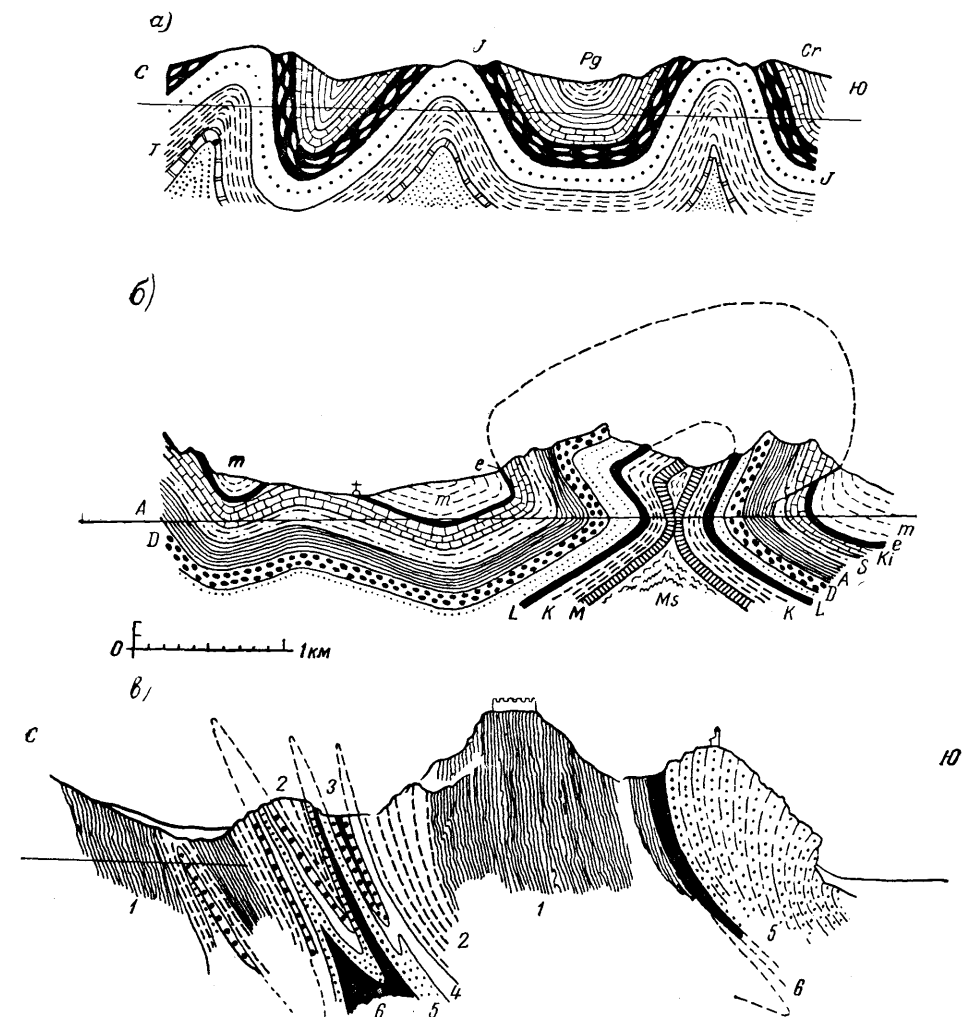


Рис. IV-10. Формы складок

а) прямые и косые открытые складки; б) веерообразная складка в Юрских горах (по А. Гейму); в) изоклиналильные складки во Французских Альпах (по М. Люжону)  
1 — лейасовые сланцы «блестящие сланцы»; 2 — лейасовый известняк; 3 — доломитизированный известняк; 4 — гипс; 5 — кварцит; 6 — каменноугольные породы

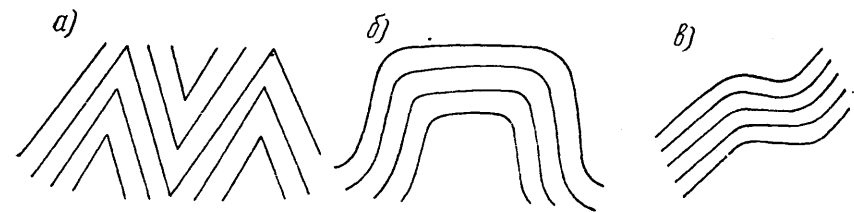


Рис. IV-11. Формы складок

а) остроугольные складки; б) сундучные складки; в) стулообразные складки

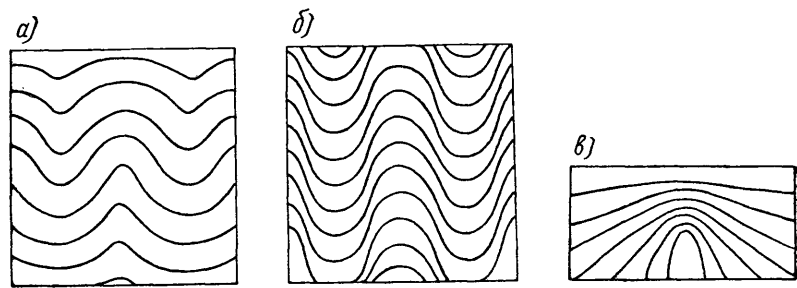


Рис. IV-12. Формы складчатости  
а) параллельная складчатость; б) подобная складчатость; в) диапировая складчатость

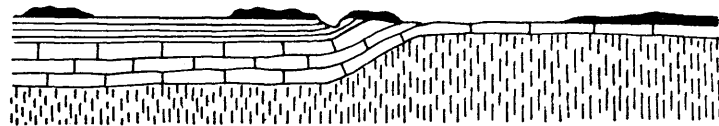


Рис. IV-13. Моноклинал (флексура)

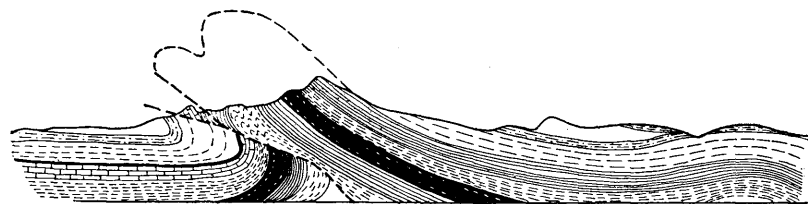


Рис. IV-14. Складка, разрушенная тектоническим разрывом, с сохранившимся крылом, принимаемым за моноклинал

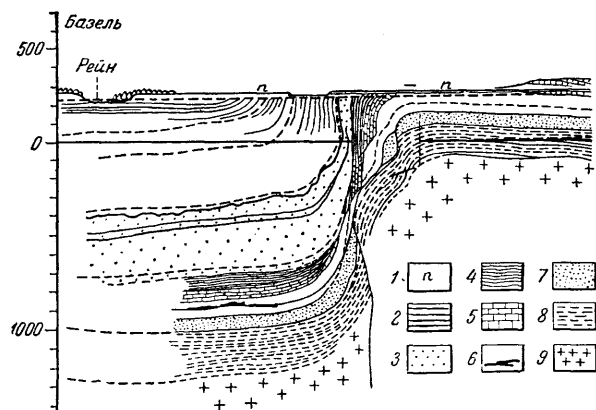


Рис. IV-15. Флексура в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающая движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Профиль через долину Рейна у Базеля (по А. Гейму)

1 — аллювиальные террасы; 2 — третичные; 3 — юра; 4 — верхний триас; 5 — средний триас; 6 — ангидрит и гипс; 7 — нижний триас; 8 — пермь; 9 — породы кристаллического фундамента

от других складчатых форм и отвечает только местному более резкому изгибу слоев, сминаемых в складки, и, с другой стороны, флексуры среди горизонтально залегающих, нескладчатых толщ. В последних случаях образование флексур представляет обычно отражение движений по сбросам в более глубоко залегающих хрупких породах (рис. IV-15). Аналогом монсклинали на платформе является гомоклинал. Основное отличие гомоклинали заключается в меньшем наклоне слоев, падение которых не превышает 1—2 м/км.

## МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ СКЛАДОК

Изгиб слоев в складки может осуществляться несколькими способами, т. е. кинематика деформации, приводящей к образованию складки, равно как и динамическая обстановка, могут быть различными, и сама по себе складчатая форма еще не указывает на способ деформации. Таким образом, складчатость, наблюдаемая в горных породах, имеет разнообразное происхождение. Складчатым формам в зависимости от их генезиса свойственны совершенно различные закономерности, и чтобы успешно изучать складчатость, необходимо строго различать генетические типы складок.

Здесь мы рассмотрим кинематику и в самом предварительном виде динамическую обстановку образования главных морфологических типов складчатости. В следующей, V главе на основе анализа также и геологической обстановки образования складчатости будет дана схема генетической классификации складчатых форм.

## КИНЕМАТИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Рассмотрим возможные кинематические способы образования элементарных складок. Распространенным механическим способом образования складок, которые будем называть складками изгиба с концентрическим скольжением (Данилович, 1953 а, б), является изгиб серии пластов под воздействием внешних сил (рис. IV-16 а — исходное положение, IV-16 б — образование складки изгиба). При этом между отдельными слоями, сминающимися в складку, обязательно происходит проскальзывание так, как показано на рис. IV-16 б.

На рис. IV-17 та же схема проскальзывания слоев при складчатости рассматриваемого типа изображена в общем виде. Проскальзывание происходит таким образом, что лежащий бок каждого слоя перемещается вверх, в направлении замка антиклинали по отношению к висячему боку каждого нижележащего слоя. Это явление проскальзывания весьма важно иметь в виду для объяснения многих деталей строения складок.

Очевидно, что для возможности осуществления вышеописанного смятия слоев в складки породы должны быть способны в определенной мере передавать напряжения, вызванные приложением внешних сил, т. е. они должны обладать известной жесткостью. Это требование не противоречит тому, что складчатость описанного типа развивается путем пластической деформации пород. В главе о деформациях пород мы показали, что любая пластическая деформация развивается через упругую.

Другой способ образования складок — пластическое течение вещества по поверхностям расплющивания, в направлении, в общем случае перпендикулярном относительно действующих сил. Это экзогенно-

неоднородное скольжение приводит к образованию складок, которые принято называть складками скальвания (рис. IV-16 в)<sup>1</sup>.

Третий кинематический способ образования складок — пластическое течение вещества вдоль поверхностей, параллельных слоистым ограниче-

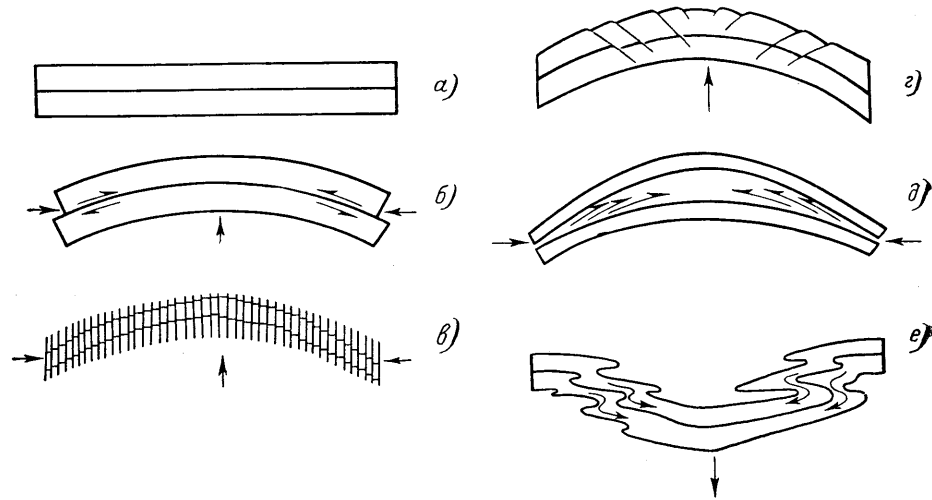


Рис. IV-16. Главные механические способы образования складок

а) исходное положение — горизонтально залегающие слоистые породы; б) образование обыкновенной складки (складки изгиба). Изгибание слоев под действием боковых сжимающих сил может сопровождаться приподнимающим действием со стороны нижележащих, более интенсивно деформирующихся слоев; в) образование складки скальвания. Экзогенно-неоднородная деформация по плоскостям расплющивания под действием боковых сжимающих сил. Может сопровождаться приподнимающим действием со стороны нижележащих, более интенсивно деформирующихся слоев; г) образование складки преимущественно действием силы, направленной вверх (диапировый способ образования складок); д) образование складки изгиба, сопровождаемое течением более пластичных пород; е) образование складки течения под действием силы тяжести

ниям — послойное течение (рис. IV-16 д и е). В зависимости от литологического состава и строения (чередования пород различного характера) осадочной толщи, а также, повидимому, в связи с различной динамической обстановкой послойное течение может осуществляться двумя, суще-

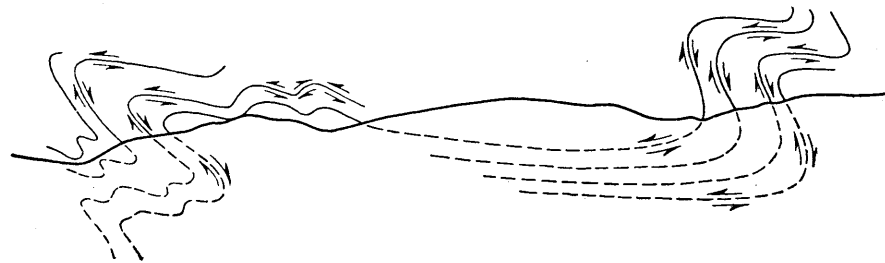


Рис. IV-17. Схема относительного проскальзывания слоев при складкообразовании

ственно различными способами — путем равномерного перемещения вещества во всех слоях складки и путем течения вещества слоев наиболее пластичных пород, переслаивающихся с породами относительно

<sup>1</sup> Плоскости скольжения запечатлеваются в породе в связи с тем, что вдоль них ориентируются плоские породообразующие минералы. Порода приобретает кливаж, вдоль плоскостей которого она способна легче раскалываться. Кливаж описанного типа параллелен осевой плоскости складки, почему называется кливажом осевой плоскости.

жесткими; в последних послойное течение практически отсутствует. Образующиеся при этом разные типы складок послойного течения описываются ниже.

Четвертый кинематический способ образования складок — растяжение вещества слоистых пород в связи с действием активно поднимающегося вверх ядра (рис. IV-16 г). При этом образуются характерные сколы с перемещением по ним по типу нормальных сбросов (см. ниже). Складки такого происхождения в интенсивной форме своего выражения называются диапировыми, а при слабо выраженной деформации эти складки представляют куполовидные поднятия.

## О ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

Рассмотрим ориентировку главных осей деформации складкообразования, что необходимо для анализа механизма образования главных типов складчатости. Развернутые доказательства в пользу представлений об ориентировке действующих сил и главных осей деформации при складчатости читатель найдет в следующей, V главе.

В характерных складчатых областях (т. е. в геосинклинальных областях в эпохи складкообразования) имеем следующую общую (генеральную) ориентировку действующих сил и главных осей деформации. Складчатость геосинклинального типа образуется под воздействием горизонтально направленных сжимающих тектонических сил, и малая ось С деформации в складчатых районах располагается приблизительно горизонтально, поперек простираения складчатого комплекса (т. е. вкrest осевых линий главных складок).

Вторая главная ось деформации В, по которой также происходит сокращение размеров деформируемого участка, однако меньшее, чем по направлению малой оси С, располагается примерно горизонтально и ориентирована параллельно простираению складчатого комплекса (т. е. параллельно осевым линиям главных складок). Довольно широко распространенное среди геологов (Пэк, 1939, 1947, стр. 37; Зандер, 1930) представление о том, что по простираению складчатости происходит удлинение — неверно (подробно об этом см. ниже). Смятие пород в складки происходит также и в направлении простираения осевых линий складок, в связи с чем большинство складчатых комплексов представлено брахискладками. Характерные для всякой брахискладчатой структуры явления ундуляции осей главных складок были описаны выше (рис. IV-6 и 7).

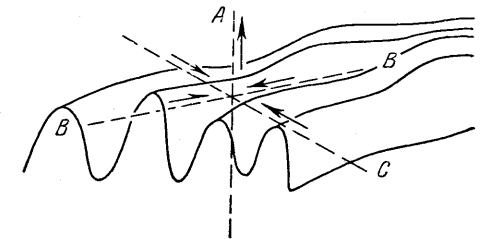


Рис. IV-18. Генеральная ориентировка главных осей деформации в складчатом комплексе

При такой ориентировке двух главных осей деформации третья, большая ось А имеет вертикальное или близкое к нему положение (рис. IV-18). Это значит, что при складчатости будет происходить увеличение размеров деформируемого участка в вертикальном направлении, т. е. общее поднятие сминающегося в складки участка земной коры.

Следует отчетливо представить себе, что вышеприведенная схема ориентировки главных осей деформации дает правильное представление

об общей (генеральной) обстановке деформации целого складчатого пояса, но не может объяснить частные особенности процесса складкообразования внутри складчатого комплекса. Дело в том, что породы, подвергающиеся складчатости, весьма разнообразны по своим механическим свойствам и, кроме того, гетерогенность всего деформируемого участка достаточно велика в связи с тем, что осадочные породы обладают слоистостью. Обычно плоскости слоистости являются механически ослабленными поверхностями, вдоль которых легче, чем по другим направлениям, возможно скольжение во время деформации. Вот почему, если мы будем рассматривать ориентировку главных осей деформации в каждом данном месте любой, отдельно взятой складки, эта ориентировка может значительно отличаться от общего плана деформации во всем складчатом комплексе в целом.

В отдельных районах геосинклинальных областей в верхнем структурном этаже передовых и межгорных прогибов распространена с разной степенью интенсивности, параллельно с вышеописанной генеральной

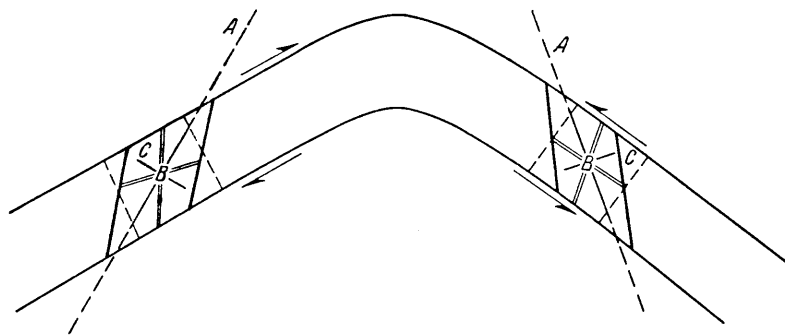


Рис. IV-19. Местные изменения ориентировки осей деформации в складке изгиба

ориентировкой главных осей деформации, другая генеральная ориентировка главных осей деформации. На платформах в верхнем структурном этаже этот второй тип генеральной ориентировки преобладает и характеризуется тем, что главная ось деформации *C* располагается в направлении, близком к вертикальному. По двум другим осям *A* и *B*, ориентированным примерно горизонтально, происходит удлинение. Вспомним, что в геосинклинальных областях удлинение происходит только по оси *A*.

Рассмотрим теперь на фоне вышеохарактеризованных генеральных ориентировок главных осей деформации кинематические и возможные динамические условия образования различных типов складчатости.

**Складки изгиба с концентрическим скольжением** чаще всего образуются в связи с тангенциальным сжатием, но при известных условиях они же могут образоваться гравитационным путем при соскальзывании по пластичным породам, лежащим в основании складчатого комплекса.

Частная ориентировка главных осей деформации в складках изгиба определяется явлениями межслоевого проскальзывания и изображена на рис. IV-19. Из схемы видно, что расположение главных осей деформации на крыльях складки в каждом случае зависит от размеров происходящего проскальзывания и наклона крыльев складки. Таким образом, частные ориентировки главных осей деформации могут существенно изменяться от места к месту в разных участках складки и в общем слу-

чае не совпадать с генеральным положением главных осей деформации, характерным для всего складчатого комплекса в целом.

Складки изгиба с концентрическим скольжением, будучи развиты в мощных толщах механически однородных слоистых пород, образуют первый вид параллельной (или концентрической) складчатости.

Первый вид параллельной складчатости, повидимому, формируется на сравнительно небольших глубинах и в условиях минимального участия пластического течения вещества вдоль главной оси деформации *A*, т. е. по направлению вверх. Следует ожидать, что в районах развития параллельной складчатости первого вида кливаж, параллельный осевым плоскостям складок, возникающий в связи с пластической деформацией вдоль оси *A*, не представляет характерного явления. Такая складчатость свойственна, например, некоторым районам Кузнецкого бассейна

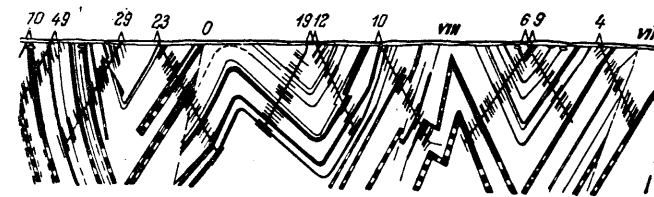


Рис. IV-20. Параллельная, или концентрическая, складчатость первого вида (Кузнецкий бассейн)

(рис. IV-20), где слои сохраняют свою мощность во всех частях складок, и кливаж осевой плоскости обычно не описывается.

Следовательно, при образовании параллельной складчатости первого вида главную роль играет изгибание слоев, которое также является пластической деформацией, но менее совершенной, чем деформация типа ламинарного скольжения вдоль плоскости *AB*. В первом случае роль упругой деформации значительно выше.

**Складки скальвания.** В прямых, симметричных складках скальвания частная ориентировка осей деформации совпадает с генеральным положением главных осей деформации. Плоскости сплющивания, по которым происходит скальвание, при пластическом течении совмещаются с плоскостью *AB*, проходящей через главные оси деформации.

В результате экзогенно-неоднородной деформации при пластическом течении в плоскости *AB* образуется подобная складчатость первого вида, представляющая типичные складки скальвания. Подобная складчатость характеризуется значительным увеличением мощности слоев горных пород в замковых частях складок и уменьшением мощности в крыльях складок.

При формировании подобных складок первого вида (рис. IV-21), в связи с ритмической неоднородностью деформации, амплитуда относительного перемещения вдоль плоскостей дифференциального скольжения меняется от незначительной в замковых частях образующихся складок до максимальной на крыльях складок. Поэтому несмотря на то, что перемещения материала вдоль плоскостей, ограничивающих слои, не происходит, в крыльях складок слои имеют меньшую мощность, в замковых же частях мощность слоев максимальная. Однако если измерять толщину слоя не поперек к его ограничениям, а в плоскостях дифференциального скольжения, она оказывается одинаковой как в замках, так и на крыльях складок. Эта особенность характерна для складок скальвания.

Очевидно, что в подобных складках первого вида все слои, и пластичные и жесткие, будут утолщаться в замках и утоняться на крыльях.

**Складки послонного течения.** Кинематические и динамические условия образования таких складок могут быть совершенно различны, в зависимости от геологической обстановки и от того, каковы физико-механические свойства пород сминаемых в складки и как чередуются между собой эти породы. В определенных условиях, которые до настоящего времени нельзя считать окончательно установленными, деформация развивается путем более или менее равномерного и спокойного послонного течения вещества по поверхностям, строго параллельным слонвым ограничениям.

Можно предполагать, что параллельная складчатость второго вида (рис. IV-22) формируется при местном преобладании вертикально действующих тектонических сил, когда интенсивная деформация пород на более глубоких горизонтах, осуществляемая в генеральной обстановке тангенциального сжатия, приводит к сравнительно быстрому подъему вещества вверх. В этом случае вышележащие породы, задерживающие подъем вещества вверх, оказываются в местной обстановке действия очень слабых вертикально ориентированных сил (главная ось деформации *S* ориентирована вертикально). Можно также предполагать, что вторым важнейшим фактором формирования этой разновидности параллельной складчатости является интенсив-

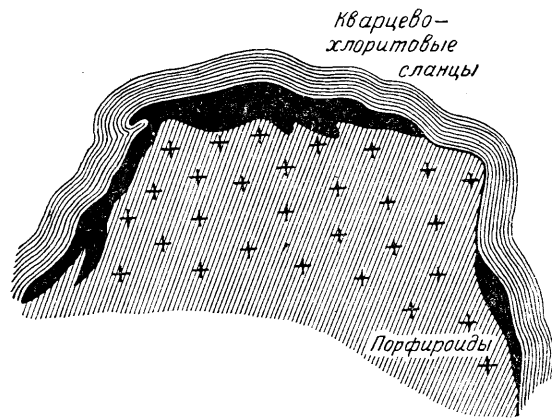


Рис. IV-22. Параллельная складчатость второго вида

ный термальный поток из глубин, обеспечивающий резкое повышение пластичности пород и перекристаллизацию их в процессе деформации. Это предположение основано на том, что второй вид параллельной складчатости свойствен многим зонам кристаллических и метаморфических сланцев.

Слабое, вертикально ориентированное напряжение при повышенной пластичности вещества в связи с термальным метаморфизмом достаточно для развития послонного течения и образования параллельной складчатости второго вида.

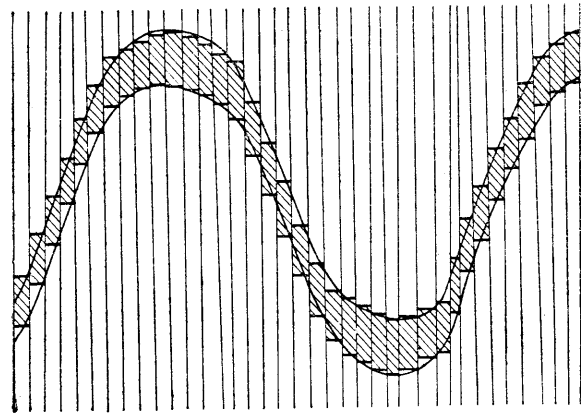


Рис. IV-21. Подобная складчатость первого вида, образованная по типу складок скальвания

В других условиях, на меньших глубинах и вне зон термального метаморфизма, когда пластичные породы переслаиваются с породами относительно жесткими, в которых не развивается послонное течение, складкообразование приводит к формированию складок послонного течения подобного типа второго вида (рис. IV-23).

Важно отметить, что, в отличие от условий формирования рассмотренной выше параллельной складчатости второго вида, образование подобной складчатости второго вида происходит при резко выраженном преобладании обычной генеральной ориентировки главных осей деформации, при оси *S*, расположенной горизонтально и вкрест простирания формирующихся складок.

В складках этого вида слои жестких пород обыкновенно не обнаруживают ни утолщений, ни утонений; их мощность остается постоянной. Более мягкие породы рассечены кливажем и несут признаки течения, которое вызвало уменьшение мощности слоев на крыльях и нагнетание пластичного материала в замковые части складок (рис. IV-23). В подобных складках второго вида широко развито образование описываемых ниже складок пластического волочения в связи с послонным течением вещества.

Существует неправильное представление (Лизс, 1935, стр. 142 и др.), что значительные межпластовые дифференциальные движения характерны только для складок параллельного типа. В действительности межпластовые движения в подобных складках второго вида также очень значительны и только в подобных складках первого вида межпластовые движения действительно могут отсутствовать совсем.

Подобная складчатость второго вида может формироваться на различных глубинах, кроме самых больших, и ее образование связано, по видимому, только с наличием соответствующего чередования слоев пород, резко различных по своим механическим свойствам; что же касается подобной складчатости первого вида, то она формируется на сравнительно больших глубинах в условиях пластического течения вещества по плоскостям ламинарного скольжения. Очевидно, в последнем случае слоистая структура породы не играет существенной роли в механизме деформации и только фиксирует изменения амплитуды перемещения материала вдоль плоскостей скольжения, секущих слои независимо от того, как эти слои располагаются по отношению к плоскостям скольжения и какими породами эти слои сложены.

Практическое значение выделения двух видов параллельной и двух видов подобной складчатости заключается в том, что правильно понять причины изменения мощностей слоев и свит пород, смятых в складки, возможно только представляя себе, с каким типом и видом складчатости мы имеем дело. Построение точных геологических разрезов также возможно только, если вид складчатости известен.

Пока не выяснено, к какому из рассмотренных видов следует отнести образование в складках седловидных полостей, практически очень важных в вопросах поисков и разведки рудных месторождений, вмещающих рудные тела.

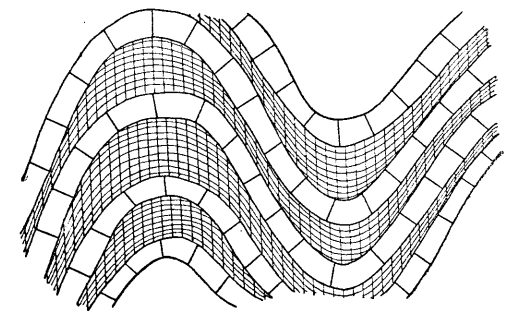


Рис. IV-23. Подобная складчатость второго вида, образованная в связи с пластическим течением мягких пород между слоями жестких пород

Некоторые исследователи полагают, что в серии разнородных слоев более жесткие слои при смятии стремятся отделиться друг от друга в замковой части таким образом, что каждый жесткий слой среди слоев более мягких пород приподнимается над другими слоями в виде арки. Пространство над аркой может быть заполнено жильным материалом, образующим так называемые «седловидные жилы» (рис. IV-24). Есть указания (Хьюлин, 1938, стр. 155), что седловидные полости могут возникать также в синклиналях, хотя такое явление наблюдается значительно реже. Последнее вполне понятно, потому что в синклинальных складках жесткие слои отрываются от мягких пород, перемещаясь вниз, в этом же направлении действует сила тяжести, препятствующая отрыванию одних слоев от других.

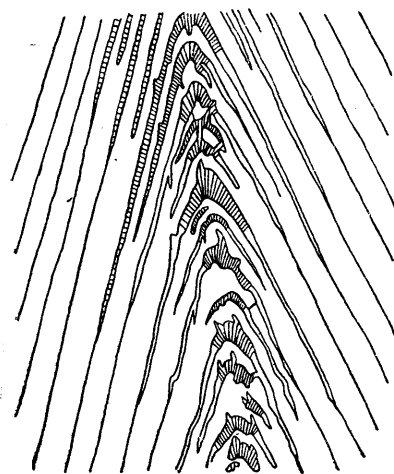


Рис. IV-24. Седловидные кварцевые жилы в замке антиклинальной складки сланцев (по Фериболту)

Пример образования в замке антиклинальной полости, оставшихся частично незаполненными, представлен на рис. IV-25 а, б (Гейм, 1878).

В данном случае складка относится к типу подобных и имеет характерное уменьшение мощности слоев на крыльях. Изменение мощности происходит не только в пластичных сланцах, но и в относительно жестких доломитах. Система складочек пластического волочения и микросмещений в сланцах указывает на то, что перемещение материала глинистых сланцев происходило в сторону замка складки.

Рассмотренный пример — один из многих, отражающих широкое распространение настоящих или потенциальных полостей (пустот) в замках антиклиналей, подтверждает представление о складчатых деформациях как комплексных, которые осуществляются не только путем пластического течения, но и частично через упругую деформацию.

Рассмотренный пример — один из многих, отражающих широкое распространение настоящих или потенциальных полостей (пустот) в замках антиклиналей, подтверждает представление о складчатых деформациях как комплексных, которые осуществляются не только путем пластического течения, но и частично через упругую деформацию.

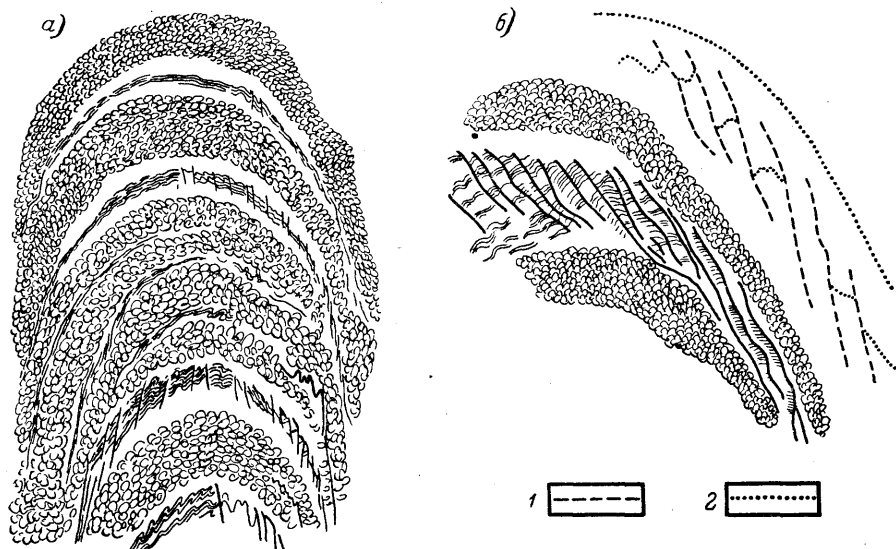


Рис. IV-25. Подобная складчатость доломитов и глинистых сланцев с пустотами в замке антиклинали (по А. Гейму)

а) общий вид; б) деталь предыдущего рисунка. Показано направление перемещения по микротрещинам; 1 — смещения; 2 — слоистость

Относительно жесткие породы, очевидно, способны в известной мере передавать напряжение, возникающее при складкообразовании. Однако еще раз надо подчеркнуть, что это признание определенной роли упругих деформаций каждый раз относится к огра-

ниченному участку и, следовательно, отвечает явлениям частного разложения тектонических напряжений в пределах каждой конкретной, сравнительно небольшой структурной формы.

Через весь раздел, при рассмотрении кинематики образования различных морфологических видов складок геосинклинальных областей, мы провели две основные мысли. Первая сводится к тому, что образование главных видов складчатости осуществляется при такой генеральной ориентировке главных осей деформации, когда ось *S* располагается горизонтально и вкост удлинению складчатости.

Вторая мысль заключается в признании сосуществования в каждом складчатом комплексе, вместе с признаками генеральной ориентировки главных осей деформации, признаков частных ориентировок главных осей деформации. Для успешного анализа условий образования складок разных видов крайне важно распознавать признаки частных ориентировок и еще важнее — уметь разглядеть за частными ориентировками главных осей деформации генеральную ориентировку, относительно которой частные ориентировки являются производными.

В качестве иллюстрации этой мысли можно привести два примера.

В рассмотренных случаях при образовании складок изгиба и скалывания кроме боковых сжимающих сил, являющихся главной причиной деформации, может иметь место приподнимающее действие со стороны нижележащих деформируемых слоев. Таким образом, проявление вертикально ориентированных сил при складчатости вполне возможно. Однако эти силы являются производными, обусловленными напором более быстро движущихся кверху подстилающих пород, выжимаемых снизу действием боковых сжимающих сил в глубоких частях земной коры.

Вторым примером является обычный случай образования так называемой гравитационной складчатости. Как только деформирующиеся горные массы поднимаются с глубины силой горизонтального сжатия на достаточно большую высоту, начинается растекание материала в стороны под действием силы тяжести. Плоскости сплющивания по периферии поднятия наклоняются в стороны и образуют частные ориентировки главных осей деформации, не совпадающие с генеральной ориентировкой. При дальнейшем развитии течения вещества в стороны, под действием силы тяжести развиваются «складки течения», в которых происходит вытягивание вещества в слоях по направлению течения. В таких складках частные ориентировки главных осей деформации еще более отклоняются от генеральной ориентировки.

Совершенно ясно, что частные ориентировки осей деформации во фронтальной части гравитационных складок не дают никакого представления о действительной, генеральной динамической обстановке образования этих складок. Между тем эти складки в своей основе могут быть вызваны все теми же силами тангенциального сжатия.

Следовательно, также неправильно относить складки с признаками действия частных вертикально ориентированных сил к образованиям, в которых вертикальные силы имели ведущую роль. Более внимательное изучение во многих случаях привело бы нас к выводу, что комплекс складок в целом показывает признаки вышеописанной генеральной ориентировки осей деформации с осью *S*, расположенной горизонтально, при ведущей роли тангенциальных тектонических сил.

**Диapiroвые складки.** Перейдем к рассмотрению кинематической и возможной динамической обстановки образования совершенно особого типа складок, развитых преимущественно за пределами геосинклинальных областей. В этих складках также наблюдается послойное течение, но осложняемое другими типами движений. В складках, образованных

преимущественно вертикальными силами, общая и частные ориентировки осей деформации не имеют ничего общего с обычной ориентировкой главных осей деформации в типичных складчатых областях. Это обстоятельство хорошо подчеркивает особые условия образования складок, обязанных действию вертикально ориентированных сил, происхождение которых, как будет показано ниже, только косвенно связано с геосинклинальной складчатостью. В этих складках главная ось деформации *S* располагается в направлении, близком к вертикальному. Второй особенностью рассматриваемого типа деформаций является удлинение по двум другим осям, тогда как в геосинклинальных складчатых зонах удлинение происходит только по оси *A*.

Характерными представителями складок, образованных вертикальными силами, являются различные куполовидные, диапировые складки, а также многие платформенные складки, описываемые ниже. Формирование таких складок сопровождается растяжением слоев горных пород,

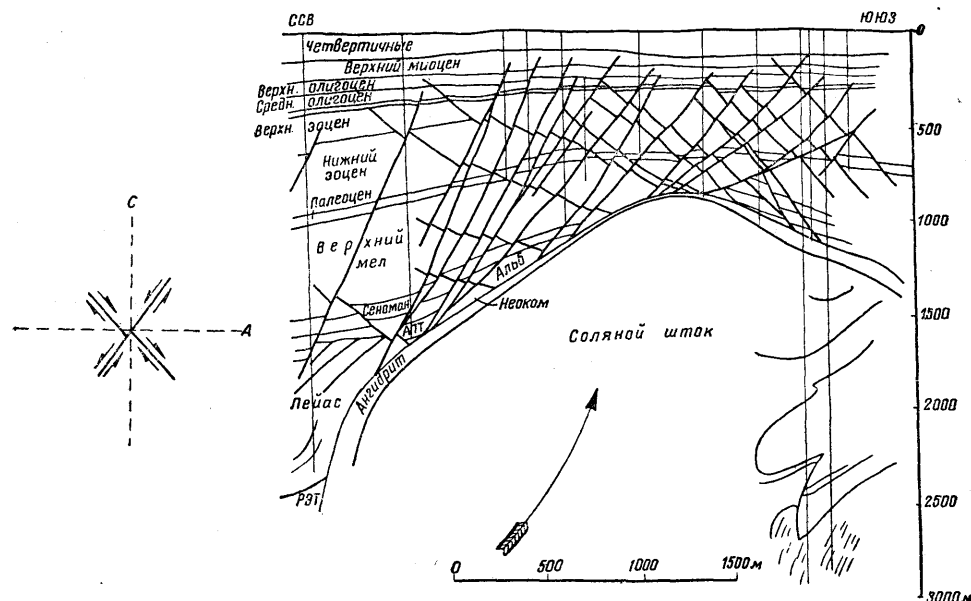


Рис. IV-26. Развитие системы сопряженных плоскостей скалывания типа нормальных сбросов в верхней части диапировой структуры. Германия, район Гамбурга

что приводит к уменьшению их мощности и к образованию нормальных сбросов, расчленяющих складку.

Нормальные сбросы в сводах диапировых складок — лучший признак вертикальной (или близкой к вертикальной) ориентировки главной оси деформации *S*. Для диапировых складок это хорошо показал Ю. А. Косыгин (1940). Действительно, только в системе нормальных сбросов (рис. IV-26) ось *S*, являющаяся биссектрисой квадранта сжатия, приобретает вертикальное положение.

Напротив, обычное присутствие в складках параллельного и подобного типа взбросов и отсутствие в сводах этих складок нормальных сбросов (рис. IV-27) является важным признаком горизонтальной ориентировки главной оси деформации *S* при складкообразовании.

При описании конкретных примеров диапировых складок мы убедимся, что в некоторых из них наряду с нормальными сбросами разви-

ваются взбросовые нарушения. Это не должно удивлять нас. Ниже мы покажем, что и диапировые складки всегда представляют производные структуры, развивающиеся на фоне генеральной горизонтальной ориентировки главной оси деформации *S*, хотя сами складки непосредственно образованы вертикальными силами. В геосинклинальных складчатых районах тангенциальная генеральная ориентировка довлеет, и элементы диапиризма проявляются редко и не отчетливо. В районах предгорных и межгорных впадин тангенциальная генеральная ориентировка деформации в породах верхнего структурного этажа выражена слабо (но все же

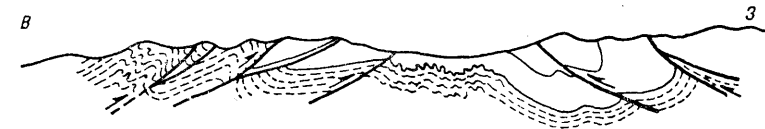


Рис. IV-27. Профиль через Канадскую часть Скалистых гор (по К. Эвансу)

проявляется, что выражается в удлинении куполов и местном развитии взбросов), тогда как явления диапиризма, в связи с выдавливанием пластического вещества вверх, играют преобладающую роль.

Складчатость диапирового типа характеризуется значительным уменьшением мощности слоев в замковых частях антиклиналей (рис. IV-28), что иногда сопровождается протыканием верхних слоев

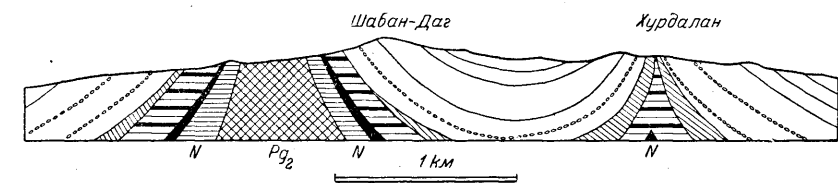


Рис. IV-28. Диапировая складка на Кобыстанских пастбищах (по И. М. Губкину)

купола складки породами, составляющими ядро складки. В последнем случае породы ядра могут представлять настоящую тектоническую брекчию обломков пород нижней части разреза, сцементированную пластичным материалом, или соляной шток.

#### ПРОБЛЕМА ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ РАЗЛИЧНЫМИ СПОСОБАМИ (КИНЕМАТИЧЕСКИМИ, ДИНАМИЧЕСКИМИ) СКЛАДЧАТОЙ ДЕФОРМАЦИИ

В. Н. Данилович, классифицируя виды движений, образующих складчатые деформации (1953 б), справедливо указывает, что такая классификация, абстрагируя разные виды и показывая их различия, рассматривает их в отрыве друг от друга, не освещая взаимосвязи, что не позволяет иногда правильно восстановить кинематические и динамические условия образования складок. Между тем, в общем случае, способы деформации и возникающие движения вещества при складкообразовании не ограничиваются одним из рассмотренных видов. В одной и той же складке нередко обнаруживаются признаки скалывания и послыного течения и весьма часто вместе с ними признаки изгиба с концентрическим скольжением. Более того, даже формирование диапировых складок (для которых, как было указано выше, характерно принципиально иное расположение главных осей деформации) часто происходит в обстановке одновременного тангенциального сжатия, что приводит к образованию типичных взбросов, нарушающих эти складки. Характерные примеры таких складок описаны в Грозненском районе (Брод и др., 1937 и 1950). В Иртышской зоне смятия, отличающейся широким развитием складок скалывания, нам приходилось наблюдать тесную взаимосвязь между



движениями, ориентированными вдоль крутых плоскостей сплющивания, и послойным течением в одних и тех же складках.

Очевидно, только учитывая связи (а иногда и возрастную последовательность) между различными видами складкообразующих движений, можно приблизиться к пониманию механизма образования складок в каждом данном конкретном случае.

## СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

До сих пор мы рассматривали отдельные, элементарные складки. Познакомимся теперь с морфологией и условиями образования комплексов различных складок, формирующихся в определенных, закономерных сообществах.

Уже при рассмотрении образования подобных складок второго вида мы имели случай убедиться, что различные по литологическому составу и имеющие различную слоистую структуру породы ведут себя неодинаково при складчатой деформации. Одни из них деформируются как пластичные вещества, другие как более или менее жесткие.

Рассмотрим главные особенности поведения пачек, горизонтов или свит пластичных пород, заключенных между свитами и толщами жестких пород.

## ЖЕСТКИЕ И ПЛАСТИЧНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы разнообразного состава, подвергнутые в целом складчатости, ведут себя по-разному и образуют складки различной формы, в зависимости от физико-механических свойств.

**Жесткие породы** представлены прочными известняками, песчаниками, конгломератами и пластообразными залежами эффузивов. Надо подчеркнуть, что по способу участия в складчатости порода может быть отнесена к жесткой только в том случае, если мощность серии пластов этой породы сравнительно велика и если порода не тонкослоиста. В противном случае, несмотря на значительную жесткость породы, составляющей тонкие слои, последняя по характеру участия в складчатости не может быть отнесена к категории жестких пород.

**Пластичные породы** представлены разнообразными сланцами, мергелями и тонкослоистыми известняками и песчаниками, тонкорасслоенными эффузивными образованиями.

Жесткие породы обычно образуют складки большого размера и сравнительно простой формы, в то время как пластичные породы образуют складки меньших размеров и существенно отличающиеся своей формой от складок, составленных жесткими породами. В тех случаях, когда жесткие и пластичные породы, залегающие совместно и вполне согласно, подвергаются складчатости, первые сминаются в простые складки больших радиусов, тогда как вторые — в сложные мелкие складки. Это явление мы будем называть дисгармоничной складчатостью (табл. XIV).

**Складки пластического волочения.** Давно было замечено, что при образовании складок в слоях пластичных пород, заключенных между слоями жестких пород, образуются мелкие складки, так называемые складки волочения (рис. IV-29). Причиной образования этих складок считалось межслоевое проскальзывание, которое приводит к волочению материала более пластичной породы вслед за перемещающимся слоем жесткой породы. В соответствии с частной ориентировкой осей деформации складки волочения всегда асимметричны и осевые поверхности их

опрокидываются в сторону замков антиклиналей больших складок.

Это очень важное свойство складок волочения широко используется в практике геологического картирования для определения положения ан-

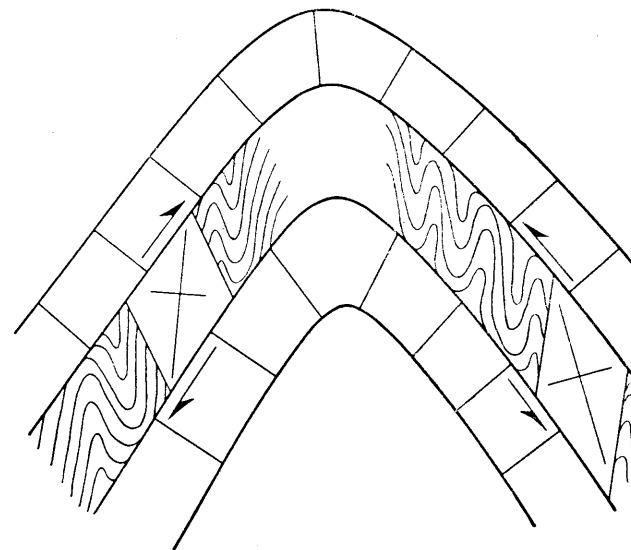


Рис. IV-29. Складки волочения в слое пластичных пород, заключенном среди слоев жестких пород

тиклинальных и синклиналильных частей больших складок, в тех случаях, когда головы этих складок размыты, а также для установления нормального и опрокинутого залегания слоев (см. ниже).

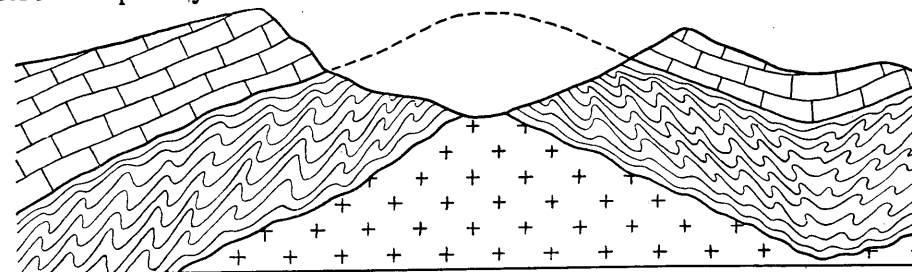


Рис. IV-30. Складки пластического волочения в мощной толще тонкослоистых пород

Изучение складок в Тянь-Шане и на Кавказе показало, что складчатость мощных свит, составленных пластичными породами, имеет такие же формы, какие свойственны складкам волочения в единичных слоях пластичных пород, расположенных среди слоев жестких пород. Складки в свитах пластичных пород асимметричны, и осевые плоскости их опрокидываются в сторону шарниров антиклиналей первого порядка, образуемых всей толщей осадочных пород в целом (рис. IV-30). Из этих фактов вытекает важный вывод, что механизм образования складок волочения значительно отличается от того, каким он может представиться по схеме, изображенной на рис. IV-29. Действительно, невозможно предположить, что механизм волочения мог воздействовать на породы мощностью во

много сотен и даже тысяч метров. Повидимому, основной причиной образования складок высоких порядков в слое пластичных пород является не волочение, вызванное взаимным проскальзыванием жестких и пластичных слоев сминающейся в большие складки толщи, а течение вещества наиболее пластичных пород, участвующих в складчатости. Проскальзывание же слоев играет, видимо, подчиненную роль. Поэтому правильнее называть складки волочения складками пластического волочения, подчеркивая этим механизм образования складок, в котором главенствующую роль играет пластическое течение вещества, но не в свободных условиях, а в стесненном пространстве, между двумя проволочивающимися свитами.

Вышеописанная закономерная ориентировка складок пластического волочения указывает на то, что кинематическая схема деформации мощной свиты пластичных пород соответствует кинематической схеме проскальзывания единичных слоев в складках. Схема эта не меняется и в опрокинутых крыльях огромных складок первого порядка. Тот факт, что течение пород в складчатых комплексах сохраняет свои главные особенности независимо от того, в нормальном или опрокинутом залегании находятся породы, показывает, что процесс складкообразования ни в коем случае нельзя уподобить свободному течению пластичного вещества. В последнем, очевидно, скорость отдельных струй может чередоваться различным образом. В данном же случае скорость и относительное направление течения пластичных пород, несомненно, управляются деформацией жестких пород. Таким образом, в процессе складчатости жесткие и пластичные породы ведут себя отчетливо по-разному, чем и оправдывается выделение двух групп пород по их отношению к складкообразованию.

**Блокированные складки** также представляют образования, связанные с различным поведением слоев горных пород при смятии в складки. Грубая модель блокированной складки может быть воспроизведена путем зажима (блокирования) пачки слоев на одном или двух крыльях формирующейся складки или в вершине ее свода (рис. IV-31). В результате произойдет дифференциация движения разных слоев (тех, что расположены ближе к внешней или внутренней стороне свода) и образуются расслаивающиеся складки более высоких порядков, осложняющие главную складку. При этом в шарнирах складок образуются полости, которые могут быть использованы, например, рудообразующими растворами (Невский, 1949 а, б).



Рис. IV-31. Схема блокированной складки

Э. Зайдл (1933) и В. С. Попов (1933) переоценивают значение процессов образования блокированных складок, но в частных случаях эти формы действительно развиваются и изучение их представляет практический интерес.

**Антиклинории и синклинории.** Когда комплекс складок первого порядка (антиклиналей и синклиналей) в целом образует антиклинальное сооружение; последнее принято называть **антиклинорией** (рис. IV-32).

Аналогичный комплекс складок, образующий синклинальное сооружение, называется **синклинорией** (рис. IV-33).

Характерной и очень важной для понимания условий образования складчатости чертой строения антиклинориев и синклинориев является направление опрокидывания отдельных складок, входящих в состав комплекса. Осевые поверхности единичных складок опрокидываются в сто-

рону синклинория, или что то же, наружу от осевой части антиклинория (рис. IV-32, 33). Следовательно, направление опрокидывания осевых поверхностей складок, составляющих антиклинории и синклинории, противоположно направлению опрокидывания поверхностей складок пластического волочения.

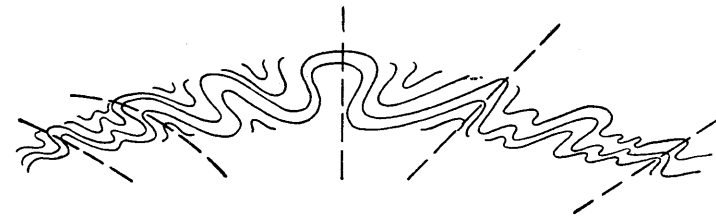


Рис. IV-32. Схема антиклинория

Это коренное отличие морфологии обычных складок, составляющих антиклинории и синклинории, от складок пластического волочения до сих пор недостаточно отчетливо понимается.

Существует следующая, неправильная классификация антиклинориев и синклинориев, согласно которой различаются нормальные антиклинории и синклинории, соответствующие настоящим антиклинориям и

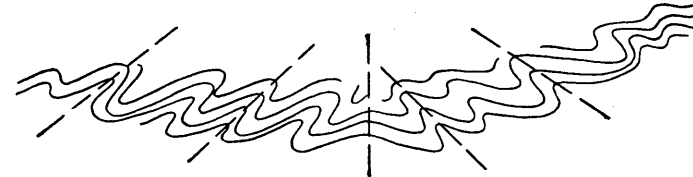


Рис. IV-33. Схема синклинория

синклинориям (рис. IV-32, 33), и аномальные антиклинории (рис. IV-34) и такие же аномальные синклинории, в которых опрокидывание осевых поверхностей складок происходит в направлении, противоположном нормальным антиклинориям и синклинориям, т. е. именно так, как должно происходить опрокидывание складок пластического волочения (Гейм, 1878). В действительности, при такой ориентировке осевых

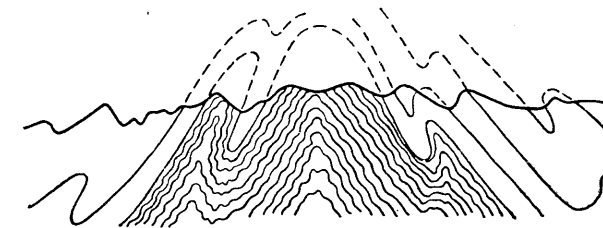


Рис. IV-34. Аномальный антиклинорий (по А. Гейму)

вых плоскостей наблюдаемые складки нельзя уже относить к обычным складкам, образующим антиклинории и синклинории. Они являются складками пластического волочения. Поэтому в данном случае, при реконструкции размытой части комплекса, надо предполагать существование вышележащих свит более жестких пород, в целом образующих нормальный, т. е. обычный антиклинорий или синклинорий, внутри которого складки пластического волочения найдут свое настоящее место (рис. IV-35).

Правильное понимание роли складок пластического волочения позволяет коренным образом улучшить реконструкцию геологических разрезов через складчатые области, что имеет большое практическое значение.

С теоретической стороны различное поведение складок, составленных сравнительно жесткими породами, и складок пластического волочения также представляет большой интерес. Обычное опрокидывание складок наружу от центральной оси антиклинория (веерообразность) при крутом положении складок в центральных частях сооружения, характеризует условия формирования складчатости как образования, связанного с боковым сжатием сопровождающимся поднятием всего деформируемого комплекса. Это процесс свободного развития складчатости, в том смысле, что деформирующиеся породы не ограничены сверху каким-либо комплексом пород, затрудняющим смятие в складки нижележащих пород. Ориентировка же складок пластического волочения отвечает условиям ограниченного, стесненного развития складок под мощным комплексом более жестких пород, сминающимся в складки другой формы, и эти последние управляют всем ходом пластического течения и складчатости в более пластичных породах. Вот почему настоящие аномальные антиклинории как таковые, повидимому, не существуют в природе вовсе.

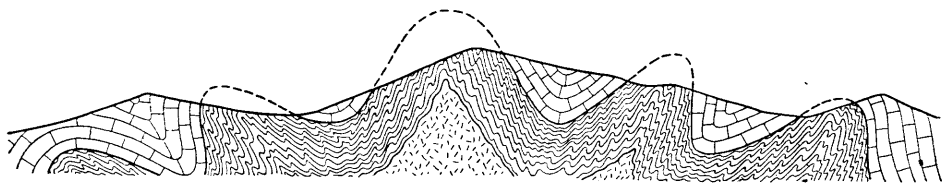


Рис. IV-35. Складки пластического волочения в нормальном антиклинории, опрокинутые в сторону оси антиклинория

Складки же пластического волочения, ошибочно объединяемые в аномальные антиклинории, являются лишь составными частями нормальных антиклинориев.

В сложных, больших горных системах несколько антиклинориев и синклинориев могут в свою очередь группироваться в комплексные антиклинории и синклинорий, которые целесообразно именовать мегантиклинориями и, соответственно, мегасинклинориями.

**Понятие о зеркале (уровне) складчатости.**

В связи с наклоном крыльев антиклинориев и синклинориев, а также в связи с погружением и воздыманием их по простиранию, положение складчатых структур, составленных породами определенного возраста, непрерывно меняется по отношению к горизонтальной плоскости. Некоторую поверхность, занимающую среднее положение в структурах определенного возраста, мы называем поверхностью зеркала (уровня) складчатости и по ее наклону и направлению этого наклона можем, отвлекаясь от учета залегания отдельных складок, судить о строении всего комплекса складчатых структур (рис. IV-36).

**Дисгармоничная складчатость.** Образование складок пластического волочения приводит к тому, что формы складок слоев жестких пород, развитых в каком-либо данном районе, отличаются от форм складок пластичных пород, составляющих этот же разрез, несмотря на то, что породы всего комплекса первоначально отложились вполне согласно и были подвергнуты складчатости совершенно одновременно. Различия между складками жестких и пластичных пород могут углубляться тем, что пла-

стичные породы весьма подвержены выжиманию в ядра главных антиклинальных складок.

Таким образом, дисгармоничной складчатостью предлагается называть такую складчатость, которая образована вполне одновременно, но обладает формами, отчетливо различными в разных этажах разнообразного по составу стратиграфического разреза.

В некоторых трудах по структурной геологии дисгармоничной складчатостью называют подобную складчатость, причем приоритет принадлежит именно такому пониманию термина. Однако уже на примере истории термина формация мы могли видеть, как с течением времени принципиально изменялось его содержание. Учитывая, что понятие о дисгармоничной складчатости в настоящее время большинством геологов принимается не в первоначальном его смысле, а в значении, употребляемом здесь нами, следует окончательно договориться применять термин дисгармоничная складчатость только в этом, последнем смысле.

В качестве одного из замечательных примеров дисгармоничной складчатости может быть приведена герцинская складчатость толщ среднего палеозоя в горах Каратау, в Тянь-Шане. Нормальный разрез здесь, с низу вверх по В. В. Галицкому, представлен:

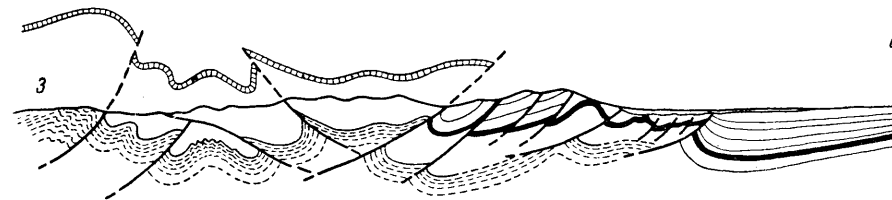


Рис. IV-36. Понижение уровня зеркала складчатости в восточных цепях Скалистых гор Канады

1) грубослойной свитой аркозовых песчаников и конгломератов (средний девон и франкий ярус верхнего девона) мощностью 1500—2200 м;

2) свитой слоистых известняков и сланцеватых мергелей (фаменский ярус верхнего девона) мощностью 770—1100 м;

3) свитой грубослойных известняков (нижний карбон) мощностью более 1000 м.

Выше залегают разнообразные известняковые и частью терригенные осадки нижнего карбона, возможно также среднего карбона общей мощностью в 1000—2000 м.

Три упомянутые свиты первоначально залегали согласно, что доказывается следующими фактами. В верхах свиты аркозовых песчаников повсюду наблюдается горизонт так называемых туфо-аргиллитов, имеющих в нормальном залегании небольшую мощность (около 100 м) и связанный постепенными переходами с аркозовыми песчаниками. Таким образом, свита аркозовых песчаников не испытала сколько-нибудь существенных деформаций и размыва перед началом отложения фаменских известняков и мергелей. Верхний горизонт свиты известняков и мергелей фамена, имеющий небольшую мощность (100—150 м), также почти всюду сохранился под покровом свиты грубослойных известняков нижнего карбона.

При деформации всех трех свит в одну из верхнепалеозойских фаз, в каждой свите развились различные формы складчатости. Аркозовые песчаники, представляющие жесткие породы, образовали несколько очень

больших куполовидных брахискладок. Простые складки образуют также свиты грубослоистых известняков нижнего карбона, но формы этих складок существенно отличаются от формы складок аркозовых песчаников. Для свиты нижнего карбона характерны широкие, плоские синклинали, разделенные узкими, остроугольными (килевыми) антиклиналями, обычно нарушенными разрывами вдоль осевой плоскости (рис. IV-37). Складки верхней и нижней жестких свит, кроме того, не всюду совпадают. Антиклинали известняков карбона в некоторых местах сильно смещены относительно антиклиналей аркозовых песчаников, что приводит в этих участках к особенно энергичному выжиманию пород промежуточной пластичной свиты известняков и мергелей фамена. Последние собраны в складки значительно меньших размеров (т. е. являются структурами более высоких порядков). Как можно видеть на рис. IV-37, складки фаменской свиты опрокидываются в сторону замков антиклиналей больших складок.

Смятие в складки фаменских пород путем простого механического воздействия волочения вышележащих жестких известняков на фамен-

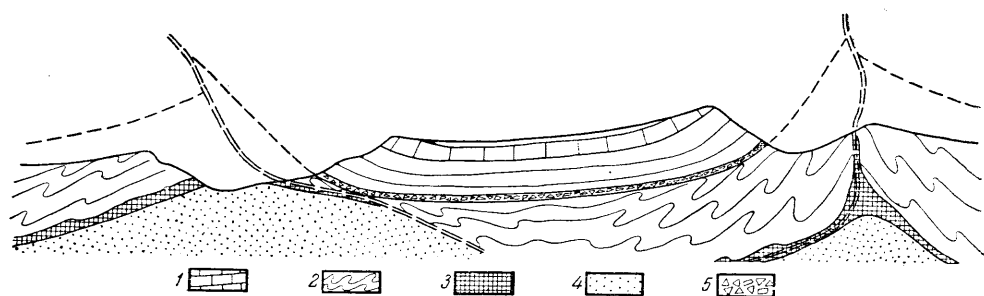


Рис. IV-37. Схематический геологический разрез через Карабулакский купол и Бельмазарскую синклиналь в горах Каратау

1 — свита известняков  $C_1$ ; 2 — свита слоистых известняков и мергелей  $D_3^2$ ; 3 — аргиллиты  $D_3^1$ ; 4 — свита аркозовых песчаников  $D_{1+2}$ ; 5 — брекчии межформационного тектонического срыва

скую толщу мощностью около 1000 м, конечно, совсем невероятно. Следовательно, это не складки волочения в старом понимании, а складки пластического волочения, т. е. упорядоченного пластического течения в пространстве между двумя жесткими толщами. Представляет большой теоретический интерес то обстоятельство, что значительная часть морфологических черт складок пластического волочения, их брахиформность, т. е. ундуляция осей складок по простиранию, развитие кливажа, параллельного осевым плоскостям складок, и прочие особенности не отличимы от черт, характерных для других типов складок геосинклинальных областей, происшедших, как предполагается, в обстановке тангенциального сжатия. Однако ориентировка наклона осевых плоскостей у складок пластического волочения обратная той, какая наблюдается в системах складок, образующихся в условиях свободного роста, т. е. не зажатых между толщами жестких пород.

Важной особенностью дисгармоничной складчатости в рассматриваемом примере является подчиненность многих крупных разрывных нарушений отдельным этапам дисгармоничной структуры. Эти нарушения зарождаются внутри пород пластичной толщи, достигают значительных амплитуд (известны надвиги с перемещениями одного блока относительно другого на 6—8 км), но не переходят, во многих случаях, в нижележащие и вышележащие жесткие толщи. Характерная черта части таких надвигов

заключается в том, что они залегают почти вертикально (вернее — параллельно осевым плоскостям складок) в замковых частях антиклиналей и быстро выволаживаются по падению, превращаясь в пологие срывы, почти параллельные слоистости, на крыльях антиклинальных структур. Повидимому, их зарождение в первую очередь обусловлено срыванием пород вдоль слоевых поверхностей.

Вторая особенность, играющая большую роль в формировании дисгармоничной структуры, заключается в выжимании наиболее пластичных пород, в данном случае туфо-аргиллитов, вверх по трещинам, на высоту до 1500 м. Так, например, аргиллиты были найдены в турнейских известняках, куда они были выдавлены вдоль трещин. Непрерывность структуры при дисгармоничной складчатости иногда может полностью нарушаться, когда наиболее пластичные породы под давлением сминающихся

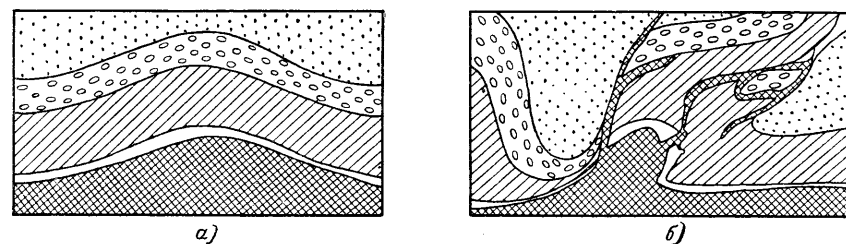


Рис. IV-38. Явления диапиризма при дисгармоничной складчатости  
а) образование простой антиклинали; б) пластичные породы триаса (перекрещивающаяся штриховка) выжимаются вверх, по поверхностям разрывов, расчленяющих ядро складки

в складки нижележащих пород нагнетаются по разломам и ослабленным зонам вверх. При этом особенно нарушенными оказываются ядра антиклиналей, в которых возникают явления протыкания (диапиризм). На рис. IV-38 изображен случай образования дисгармоничной складчатости с диапировыми внедрениями в ядро антиклинали.

Изучение дисгармоничной складчатости имеет большое теоретическое и практическое значение. Во-первых, в связи с дисгармоничной складчатостью образуется ряд структурных форм, благоприятных для рудоотложения. Во-вторых, ряд больших разрывных нарушений, которые раньше считались самостоятельными, наложенными на складчатые структуры, оказываются теснейшим образом связанными со складчатостью. Так как эти нарушения вызваны самостоятельными движениями свит, по-разному перемещавшимися при дисгармоничной складчатости, они обычно не переходят из одной свиты в другую. Следовательно, не только складчатая, но и разрывная тектоника может иметь совершенно различный характер в одном и том же районе в разных свитах. В-третьих, непонимание явлений дисгармоничной складчатости неоднократно приводило к выделению несуществующих перерывов и фаз складчатости, якобы имевших место в период времени между отложением двух свит, обладающих совершенно различными формами складчатости.

В качестве характерного можно привести пример чрезвычайного превеличения роли тектонических движений на Центральном Кавказе между средней и верхней юрой. Среднеюрские породы представлены глинистыми сланцами, верхняя юра — мощными, большей частью грубослоистыми известняками. При смятии в складки обе толщи деформировались различно, и потому залегание глинистых сланцев и вышележащих известняков в зоне, даже сравнительно близкой к контакту, во многих местах различное. Глинистые сланцы имеют на отдельных участках значительно более крутые углы падения, чем известняки и образуют складки второго

и третьего порядка, отсутствующие в известняках. Это обстоятельство, само по себе совершенно недостаточное в условиях развития дисгармоничной складчатости, послужило основанием для выделения большой складкообразующей фазы между средней и верхней юрой на Центральном Кавказе, которая в действительности как большая фаза не существовала.

В качестве другого примера может быть приведено одно месторождение в западном Тянь-Шане, рудные тела которого представляют пластовые метасоматические залежи, приуроченные к горизонту сравни-

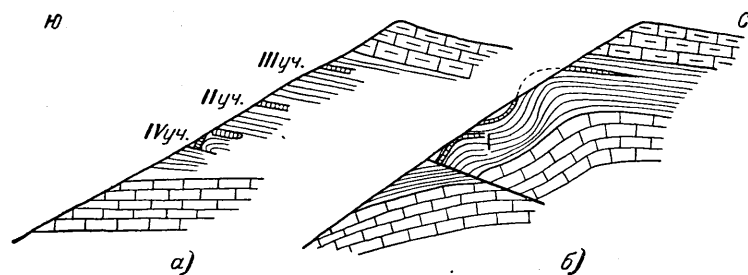


Рис. IV-39. Профиль через месторождение

а) первоначальные представления; б) действительное строение участка

тельно тонкослоистых известняков, заключенному между грубослоистыми фаменскими известняками, залегающими внизу, и грубослоистыми турнейскими известняками вверху. Обе мощные жесткие толщи смяты в довольно простые складки. Непонимание того, что пачка тонкослоистых более пластичных пород, вмещающих рудные тела, может быть собрана в

складки, совершенно непохожие по своей форме на складки вышележащих и нижележащих толщ, привело к большим ошибкам и просчетам в практике разведки этого месторождения. Вначале предполагалось, что рудовмещающие тонкослоистые известняки залегают так же, как выше- и нижележащие толщи, и

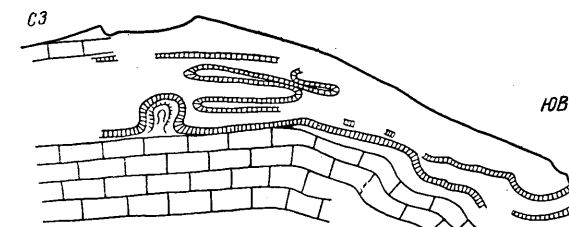


Рис. IV-40. Дисгармоничная складчатость в тонкослоистых известняках (по И. М. Евфименко)

соответственно известным выходам рудных тел на поверхность под землю протягивалось 4 или 5 рудных горизонтов (рис. IV-39 а). При дальнейшем же изучении выяснилось, что горизонт тонкослоистых известняков собран в сложные, сравнительно небольшие складки второго и третьего порядка и количество рудных горизонтов было уменьшено до двух (рис. IV-39 б). Таким образом, оценка промышленного значения месторождения подверглась коренному изменению.

Насколько резко могут отличаться формы складчатости в пластичных и жестких толщах можно видеть в том же районе, в нескольких километрах от описанного месторождения. Тут те же тонкослоистые известняки рудоносного горизонта образуют сложную лежащую, опрокинутую и надвинутую на свое собственное продолжение (рис. IV-40). Выше и ниже грубослоистые породы залегают вполне спокойно.

**Межформационные брекчии.** Важная особенность дисгармоничной складчатости заключается в том, что в связи с большой самостоятельностью движений свит разной жесткости в пограничных зонах между свитами, отличающимися по физико-механическим свойствам, возникают брекчии, образующие иногда местные скопления, а в некоторых особенно благоприятных случаях настоящие межформационные горизонты брекчированных пород. Например, горизонт брекчированных пород широко развит в Каратау (северо-западный Тянь-Шань) по границе между пластичной свитой фаменских известняков и мергелей, с одной стороны, и жесткой свитой известняков нижнего карбона — с другой. Мощность брекчий здесь достигает 100 м, обычно же составляет метры и первые десятки метров (Бубличенко, 1934).

В тех случаях, когда цемент брекчий имеет глинистый или мергелистый состав или сложен милонитовым веществом (тончайшим спрессованным материалом, продуктом тектонического дробления и истирания), брекчии играют роль водоупорных горизонтов. Такой характер имеет во многих случаях горизонт межформационных брекчий в Каратау.

В других случаях, когда дробятся хрупкие породы, например, кислые эффузивы, между обломками остаются многочисленные поры, и горизонты брекчий представляют весьма благоприятные каналы для циркуляции различных вод, в том числе гидротермальных рудных растворов. В таких брекчиях нередко можно встретить разнообразные месторождения полезных ископаемых, образованные циркулировавшими в них растворами.

**Поведение складчатости на глубоких горизонтах.** Этот важный вопрос обязательно надо рассматривать с двух позиций — общей и частной. В общем складчатость в более глубоких горизонтах земной коры становится более интенсивной и усложняется. Этот факт вполне понятен, потому что более глубокозалегающие породы старше и, следовательно, испытали большее количество тектонических фаз. Однако в частных, конкретных случаях эта общая закономерность значительно усложняется. Выше мы уже имели дело с примером гор Каратау в Тянь-Шане, где интенсивность складчатости сперва увеличивается вниз, от свиты нижнего карбона к фаменской свите, а затем при дальнейшем углублении к свите франских и среднедевонских песчаников наблюдается упрощение и уменьшение интенсивности складчатости (рис. IV-37).

Самые различные примеры изменения характера складчатости в вертикальном направлении известны из практики разведки каменноугольных бассейнов, хорошо изученных в связи с проходкой глубоких разведочных скважин и выработку. Значительное усложнение складчатости на глубине наблюдается, например, в некоторых районах Рурского бассейна (рис. IV-41 а). Установление этого факта имеет очень большое практическое значение, так как разведка и подсчет геологических запасов глубоких горизонтов бассейна ведутся с учетом усложнения форм складчатости. В частности, при подсчете запасов приходится принимать во внимание, что общая площадь угольных пластов в нижней части разреза на единицу площади района оказывается значительно большей, чем в верхней части разреза, поскольку пласты смяты в более сложные и крутые складки.

Обратный пример упрощения складчатости на глубине наблюдается в некоторых районах Пенсильванского каменноугольного бассейна (рис. IV-41 б).

Главной причиной разнообразия в поведении складчатости на глубоких горизонтах являются различия в жесткости или пластичности пород, составляющих геологический разрез в данном районе. Более жесткие и

## ИЗУЧЕНИЕ МОРФОЛОГИИ СКЛАДОВ И СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

более грубослоистые свиты пород собраны в простые складки, тогда как пластичные и тонкослоистые породы испытывают весьма интенсивную складчатость. В связи с этим при решении конкретных вопросов о поведе-

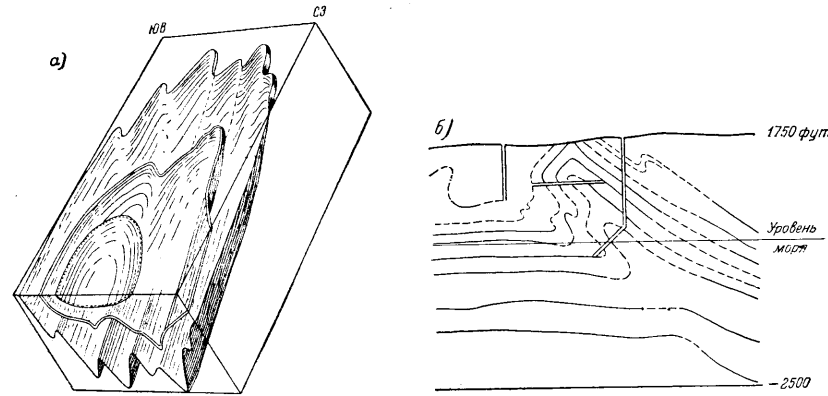


Рис. IV-41. Изменение складчатости на глубоких горизонтах

а) блок-диаграмма западной части Эссенской синклинали, Рурский бассейн (по Р. Берлингу). Показано залегание лишь трех угольных пластов, причем ясно видно отсутствие параллельности между ними, обусловленное большей интенсивностью складок на глубине, чем у поверхности. Хорошо видно замыкание синклинали; б) разрез шахтного поля в северном антрацитовом бассейне Пенсильвании. Сплошные линии — разрабатывающиеся слои угля, пунктирные — слои угля по данным бурения (по Н. Г. Дартону)

ний складчатости на глубине, как правило, нельзя исходить только из общей позиции и каждый раз необходимо учитывать особенности состава пород в геологическом разрезе.

Практически важным также является вопрос о вероятном изменении расположения складок на глубоких горизонтах. Известно, что некоторые

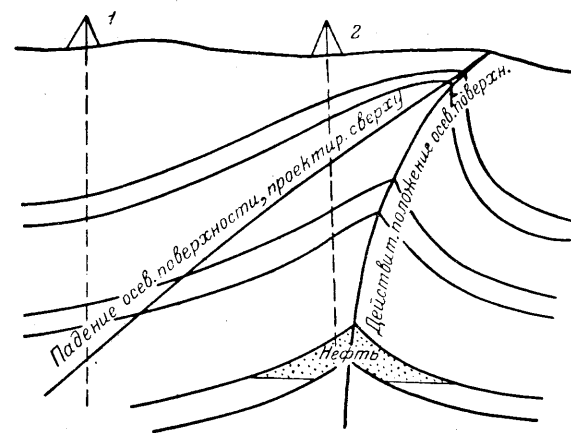


Рис. IV-42. Изменение падения осевой поверхности складки в вертикальном разрезе

полезные ископаемые, в частности, нефть, концентрируются вблизи сводовых частей складок, поэтому для правильного задания разведочных скважин необходимо знать поведение складчатости на глубине. На рис. IV-42 видно, что ориентировка осевой поверхности складки может существенно изменяться на нижних горизонтах, в связи с чем поисковая буровая скважина из положения 1 должна быть перенесена в положение 2 для того, чтобы скважина попала в сводовую часть складки нефтеносного пласта. Обычно в каждом районе имеются определенные закономерности смещения осевых поверхностей складок. Геологическая съемка и изучение тектонических структур имеют одной из важных своих целей установление этих закономерностей. Зная последние, возможно наиболее правильно запроектировать расположение поисковых буровых скважин.

Главным методом изучения складчатых комплексов, равно как и всех прочих тектонических структур, является геологическая съемка. Выявление опорных или маркирующих горизонтов, прослеживание и нанесение их на геологическую карту, составление вертикальных разрезов (профилей) дают возможность выявить морфологию отдельных складок и целых складчатых комплексов.

Построение геологических разрезов в связи с геологической съемкой представляет очень важный метод изучения складчатых и всяких других тектонических структур, потому что способствует выяснению взаимоотношений между породами во всех трех измерениях. Действительно, пока геологическая карта не обеспечена многочисленными, построенными в разных направлениях геологическими разрезами, до тех пор она характеризует только площади распространения разнообразных пород, но отнюдь не геологическое строение участка земной коры. Вот почему одним из важнейших критериев доброкачественности геологической карты относительно крупного масштаба (от 1:200 000 и крупнее) является возможность построения по такой карте геологического разреза в любом направлении.

Успешное построение геологических разрезов и изучение морфологии складок часто зависят от умения отличить нормальное залегание слоев от опрокинутого. Ниже мы уделим специальное внимание методам определения нормального и опрокинутого залегания слоев осадочных пород.

**Составление специальных структурно-геологических карт.** Несмотря на то, что к современной геологической карте предъявляется в качестве обязательного требование, чтобы она была структурной и содержала достаточно сведений о тектоническом строении участка, все же в дополнение к обычным геологическим картам часто составляются специальные структурно-геологические карты.

В чем отличие тех и других карт? Насколько оправдывается интересами геологических исследований такое подразделение? На эти вопросы можно дать ответ, исходя из следующих соображений. Геологическая карта должна иметь настолько документальный характер, что сколь-нибудь значительные обобщения с введением гипотетических элементов недопустимы при составлении геологических карт. Между тем почти всегда рисовка на геологической карте тектонической структуры в связанной синтезированной форме включает большой элемент обобщения и гипотез. Если добавить к этому, что при нанесении на карту всех разнообразных тектонических элементов карта обычно сильно перегружается и прочие геологические факты, отраженные на карте, заслоняются тектоническими элементами, станет понятным стремление давать, кроме обычных геологических карт, несмотря на то, что на них есть главные данные о тектоническом строении участка, еще и специальные структурно-геологические карты.

Составление карт изострат является одним из важных методов изучения морфологии складок и особенно складчатых комплексов. Метод состоит в том, что на геологическую карту наносятся линии простираения слоев, причем соседние линии проводятся на таких расстояниях, чтобы между каждой парой линий помещалась пачка слоистых пород примерно

одинаковой мощности (например, в зависимости от масштаба карты, 10, 50, 100, 1000 м). При таком способе изображения изостраты крутозалегающей толщи будут располагаться чаще, чем изостраты пологозалегающей толщи. Большая ценность таких карт очевидна. Особенно необходимо их составление в районах развития мощных однообразных толщ, лишенных маркирующих горизонтов, где всякая другая карта не в состоянии дать представления о тектонической структуре участка. Однако именно в этих районах возможны крупнейшие ошибки в построении изо-

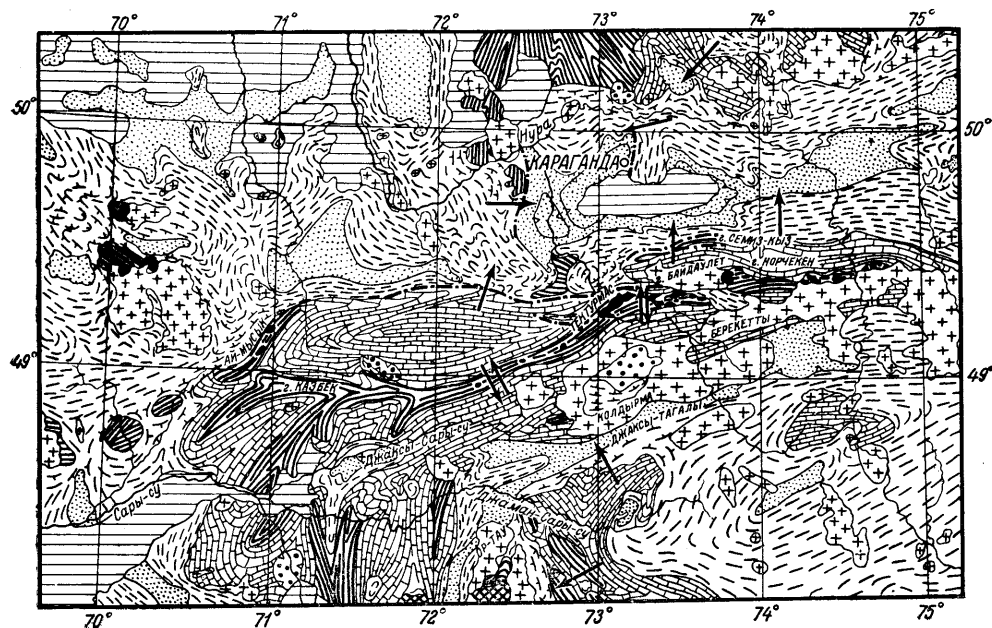


Рис. IV-43. Карта палеозойских тектонических структур части Центрального Казахстана (по А. А. Богданову)

страт, потому что отсутствуют надежные признаки тектонических нарушений, искусственно увеличивающих и уменьшающих действительные мощности картируемых свит.

При изучении и изображении морфологии региональных складчатых комплексов на картах мелкого масштаба применяется упрощенный метод нанесения на карте линий простираения пород без строгого согласования с мощностью отделяемых этими линиями частей осадочных свит, в связи с чем получаем менее надежные, схематичные данные (рис. IV-43). Несмотря на малое совершенство такого метода, оставляющего широкое поле для субъективных построений, ему нельзя отказать в большой наглядности. При соответствующей осторожности, которая должна выражаться в стремлении максимально приблизиться к способу изострат, метод дает хорошие результаты.

**Составление специальных структурно-геологических планов.** В практических целях часто главный интерес представляют не только и даже не столько геологические и структурно-геологические карты поверхности, сколько детальные планы и профили определенных горизонтов, поверхностей, глубоко погребенных тектонических структур. Например, на нефтяных площадях обычно важнейшим структурно-геологическим материалом являются планы и профили, характеризующие условия залегания глубоко погребенного нефтеносного горизонта. В таких случаях прибе-

гают к составлению планов с изображением изогипс (линий с одинаковой высотной отметкой) кровли или почвы нефтеносного или какого-либо другого, особенно важного пласта (рис. IV-44), или изогипс поверхностей разрывных нарушений и т. п. Подробно методика составления специаль-

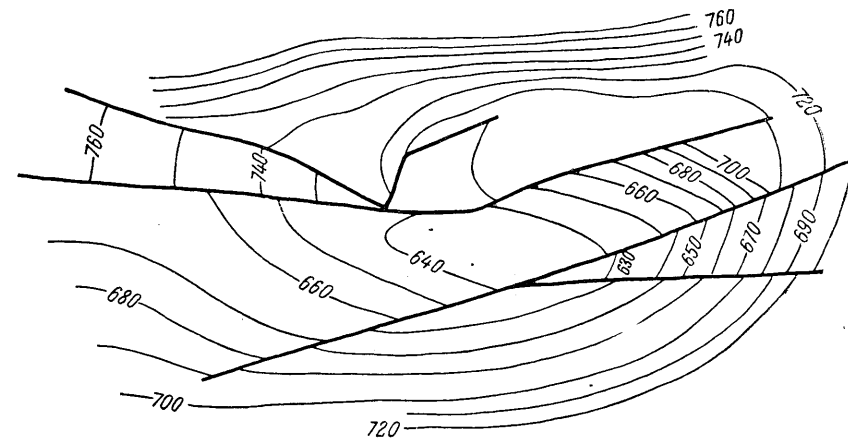


Рис. IV-44. Структурная карта лежащего бока нефтеносного пласта (по И. М. Губкину)

Тонкие линии представляют изогипсы пласта; толстые линии — сбросы

ных структурно-геологических планов изложена М. В. Абрамовичем (1933), И. Я. Фурманом (1948) и другими исследователями.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Широкое использование геофизических методов с целью изучения тектонических структур развивалось параллельно с нефтяной геологией, где достигнуты наибольшие успехи в этом направлении. В других областях, главным образом в части изучения погребенных, древних складчатых сооружений на платформах и областях закрытых более или менее мощными рыхлыми отложениями, многое было сделано А. Д. Архангельским (1932, 1939) и его сотрудниками (1937). Ими было установлено, что простираения локальных и региональных магнитных аномалий передают простираения докембрийских складчатых сооружений Русской платформы. То же было установлено в отношении аномалий силы тяжести, хотя связь аномалий силы тяжести с геологическим строением местности оказалась весьма сложной в связи с влиянием других, накладывающихся факторов.

Опыт детальных гравиметрических съемок в плохо обнаженных районах древних складчатых сооружений показал реальную возможность прослеживания и оконтуривания антиклинальных и синклиналиных структур первого и даже иногда второго порядка в коренных породах, под мощным рыхлым покровом. Однако успех геологической интерпретации гравиметрических данных решает правильный выбор редукции<sup>1</sup>. На рис. IV-45, 46, 47 и 48 показаны гравиметрические карты двух участков, вычисленные в разных редукциях. На картах (рис. IV-45 и 47)

<sup>1</sup> Редукция — поправка, вводимая в величину ускорения силы тяжести, измеренную в данной точке.

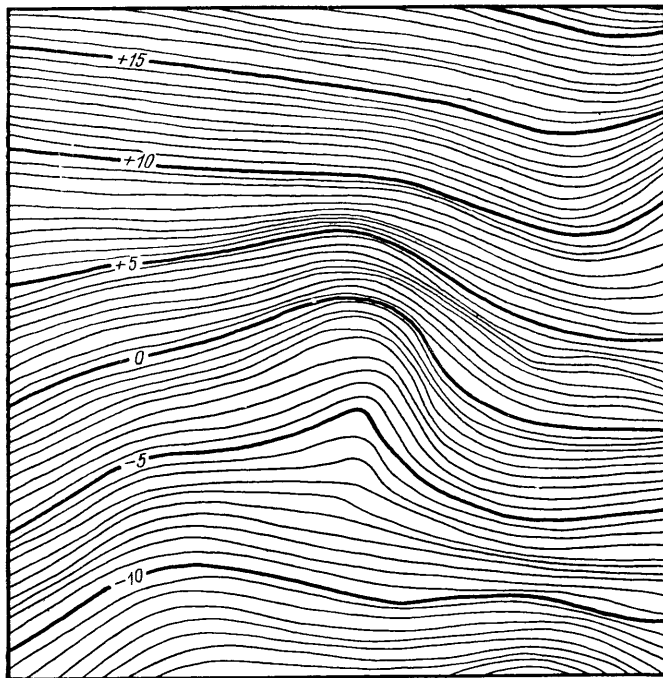


Рис. IV-45. Карта гравитационных аномалий в редукции Буге  
Изолинии через пол-миллигала

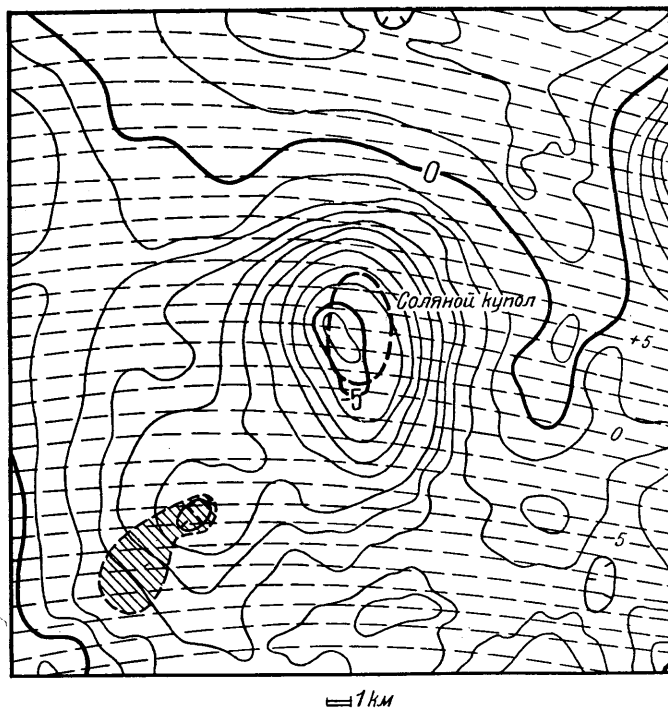


Рис. IV-46. Карта региональных (правильная система изолиний) и остаточных аномалий силы тяжести на площади предыдущей карты (по С. Хаммеру)  
Остаточные аномалии отчетливо выявили соляной купол и нефтеносную структуру (заштриховано)

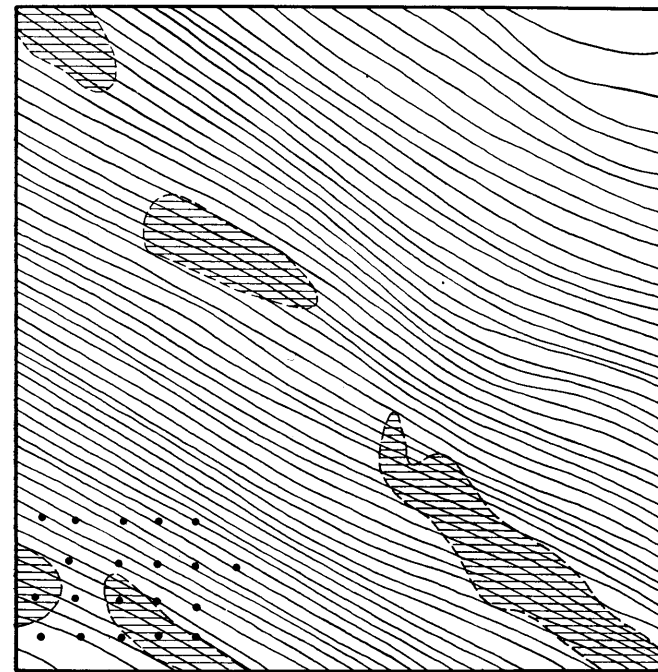


Рис. IV-47. Карта гравитационных аномалий в редукции Буге  
Изолинии через 1 м/гал. Обратите внимание на отсутствие отчетливой связи нефтяных структур с аномалиями силы тяжести

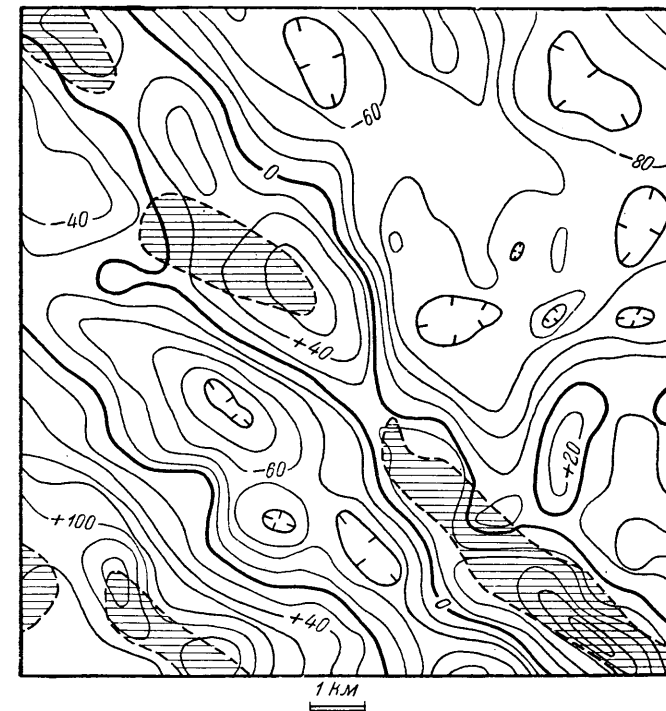


Рис. IV-48. „Вторая производная“ гравитационных аномалий, изображенных на предыдущей карте (по С. Хаммеру)  
Изолинии через  $20 \cdot 10^{-15}$  cgs единиц. Видна отчетливая связь нефтяных структур (заштриховано) с районами положительных значений „второй производной“



тектонические, складчатые структуры не получили отражения, тогда как на карте (рис. IV-46) того же участка прекрасно обнаруживается диапировая складка с соляным ядром, а на карте (IV-48) — система антиклинальных (положительные аномалии) и синклиналиных (отрицательные аномалии) складок (Хаммер, 1950).

Хорошие результаты исследования морфологии складчатых сооружений получены методами сейсморазведки (Сорокин и другие, 1950). Особенно большую ценность представляют сейсмические методы в связи с

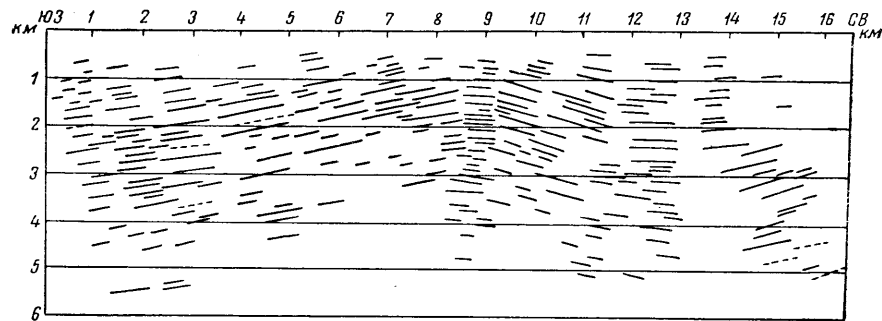


Рис. IV-49. Сейсмические профили через складки третичных и, возможно, более древних отложений на дне Каспийского моря вблизи Апшеронского полуострова (по В. Куликову и А. Федоренко)

тем, что при их помощи удается устанавливать морфологию складчатых структур (рис. IV-49) на глубинах до 6 км и более ниже уровня современной поверхности.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАЛЬНОГО И ОПРОКИНУТОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ ГОРНЫХ ПОРОД В КРЫЛЬЯХ СКЛАДОК

Опрокинутые складки представляют довольно обычное явление в сложно построенных областях. Характерная черта всякой опрокинутой, а также лежачей и перевернутой складки — обратный порядок залегания пород разного возраста в одном из крыльев. Так как многие складки эродированы и замки их, особенно если складки имеют большие размеры, недоступны для непосредственного наблюдения и, следовательно, форма складок неизвестна, установить факт опрокинутого залегания пород возможно только, зная признаки опрокинутого или нормального залегания слоев.

Палеонтологический способ обычно наиболее надежный, если имеются остатки животных и растений, по которым определяется относительный возраст двух или нескольких горизонтов. При нормальном залегании более древние ископаемые будут найдены в нижних слоях, а при опрокинутом залегании в относительно более высоких слоях, тогда как в нижележащих слоях окажутся более молодые ископаемые животные или растения.

Складки пластического волочения (рис. IV-29) являются надежным признаком для определения относительного расположения антиклинальных и синклиналиных частей складок. Зная положение антиклинальных и синклиналиных складок, нетрудно определить, с каким крылом складки, нормальным или опрокинутым, имеем дело.

На рис. IV-50 приведены примеры использования складок пластического волочения в целях определения нормального и опрокинутого залегания слоев в смятой в складки и глубоко размытой толще.

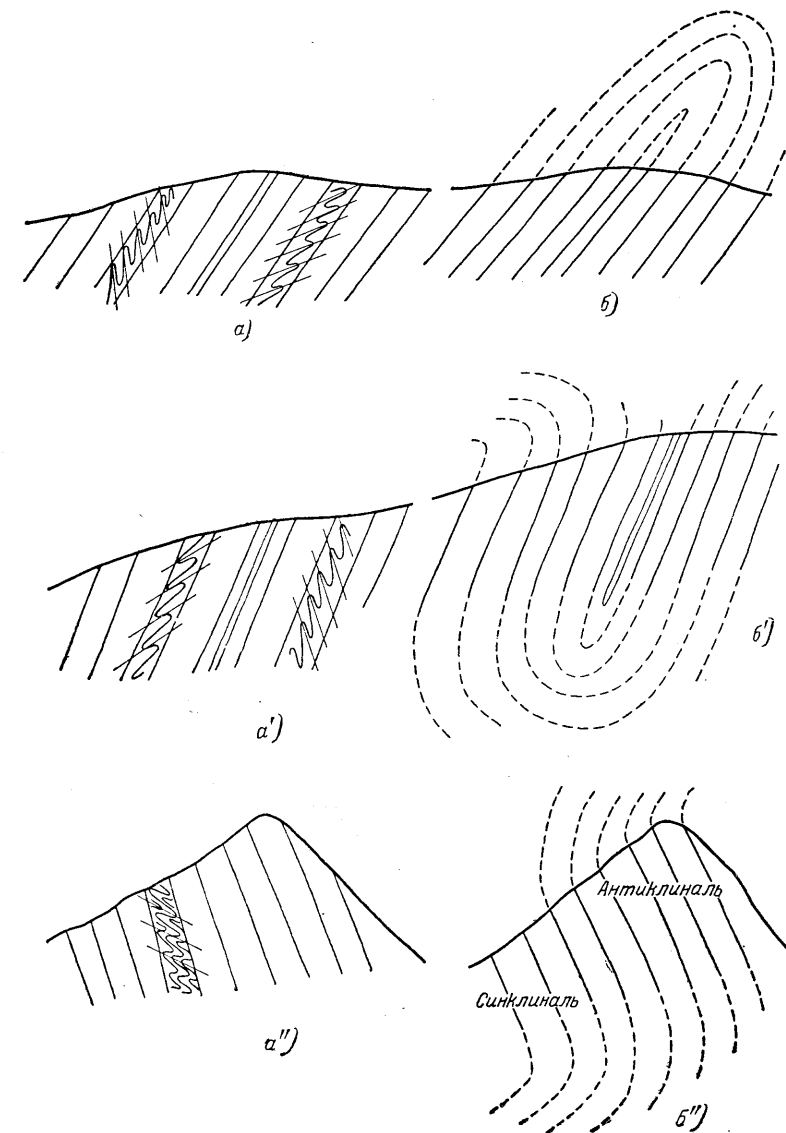


Рис. IV-50. Определение формы эродированной главной складки по складкам пластического волочения

а — а'' фактические данные; б — б'' объяснение существующей тектонической структурной формы

**Складчатость и кливаж.** При установлении нормального или опрокинутого залегания пород в складчатых структурах большую роль играют наблюдения взаимоотношений складчатости и кливажа. Кливаж представляет делимость и трещиноватость (сланцеватость) пород, образующиеся в связи со смятием этих пород в складки. Поскольку кливаж генетически связан со складчатостью, его изучение дает возможность

разобраться в морфологии и происхождении складок, в условиях залегания пород на крыльях складок.

**Трещины кливажа разлома**, пересекающие смятые в складки слои, как будет показано в VI главе (рис. VI-18, 19, 20), иногда искривляются закономерно в связи с межпластовым проскальзыванием. Такие искривленные трещины могут быть использованы для определения относительного расположения антиклинальных и синклиналиных частей складок, а также нормального и опрокинутого залегания пород с таким же успехом, как и складки пластического волочения.

**Кливаж течения** осевой плоскости, описанный в VI главе (рис. VI-16), обладает свойством располагаться приблизительно параллельно осевым поверхностям складок. Он также может служить хорошим признаком для отличия нормальных и опрокинутых частей складок. В нормальном крыле складки (безразлично — антиклинальной или синклиналиной) плоскости кливажа течения залегают круче поверхностей слоистости.

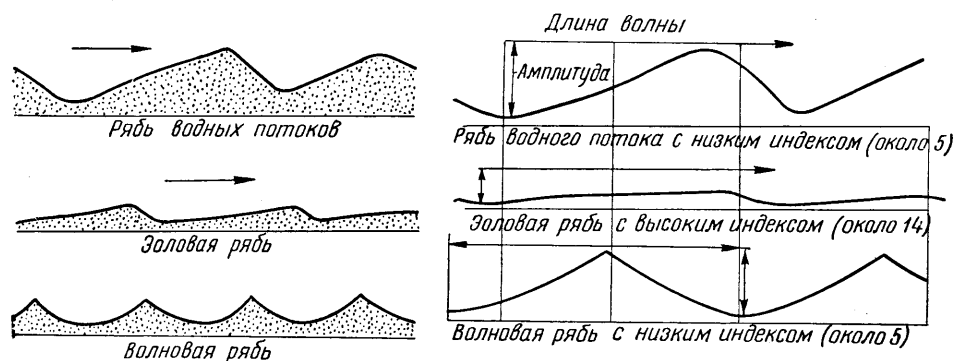


Рис. IV-51. Профили трех характерных типов следов ряби

В опрокинутых крыльях складок плоскости кливажа течения залегают положе поверхностей слоистости.

Кроме перечисленных структурно-тектонических признаков нормального и опрокинутого залегания слоев, имеются другие многочисленные признаки, позволяющие определить первоначальное положение верха и низа пласта в момент образования осадочной породы. Большая литературная сводка, с описанием признаков верха и низа пласта, сделана Р. Шроком (1950).

Коротко охарактеризуем эти признаки.

**Следы ряби** («волноприбойные знаки») представляют окаменевшую волнистую поверхность первоначально рыхлого осадка, образованную при действии волн в морях, озерах и реках, а также при действии ветра. Различают два основных типа ряби — симметричную, образованную волнами в морях и озерах в местах отсутствия существенных течений (это и есть «волноприбойные знаки»), и несимметричную, которая образуется текучими водами и ветром (рис. IV-51). Две последние разновидности ряби возможно отличить по индексу. Индексом ряби называется частное от деления длины волны ряби на амплитуду (рис. IV-52). Рябь водных потоков имеет низкие индексы (около 5), эоловая рябь имеет индексы около 12—14. Большая часть подводных следов ряби образуется на небольших глубинах, на расстоянии первых сотен метров от берега, однако в последнее время фотографированием глубоких участков морского дна следы ряби установлены на глубинах до 1500 м в глобигериновом илу (Дитц и Менард, 1951).

При образовании ряби течений грубые песчинки и более тяжелые зерна накапливаются в углублениях, вершинки же хребтиков составлены более тонким материалом. Наоборот, в эоловой ряби более грубый материал концентрируется на гребнях, исключая зерна тяжелых минералов, вроде ильменита, магнетита и граната. Следовательно, если есть уверенность в определении генезиса ряби (рябь течений или эоловая рябь),

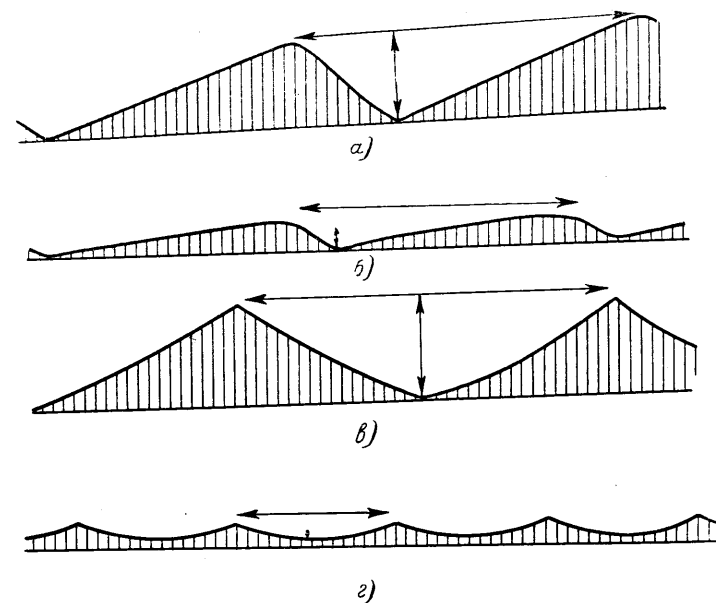


Рис. IV-52. Характерные индексы следов ряби (по Р. Шроку)

а) водного потока с низким индексом (около 4); б) эоловая рябь с высоким индексом (около 12); в) волновая рябь с низким индексом (около 4); г) то же с высоким индексом (около 10)

возможно определение верха и низа пласта по скоплениям более грубого материала.

Закономерное расположение некоторых минералов или зерен определенной крупности на склонах хребтиков ряби иногда может привести

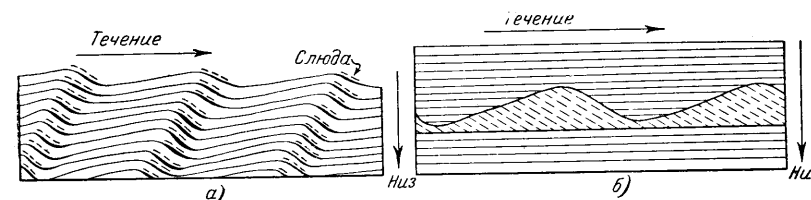


Рис. IV-53. Ложное напластование

а) обусловленное концентрацией чешуек слюды на более крутых склонах хребтиков ряби (по Д. Вудворту); б) внутренняя структура (косая слоистость) в погребенных хребтиках ряби (по Р. Шроку)

к образованию структур ложной косой слоистости (рис. IV-53 а), пересекающей истинную слоистость под значительным углом (Твенхофел, 1932, стр. 623, 624; Мак-Ки, 1938, стр. 80, 81; Вудворт, 1901).

Внутренняя структура хребтиков ряби представляет разновидность косой слоистости (рис. IV-53 б). Слойки косой слоистости наклонены в сторону направления течения. Такие образования надо уметь отличать от асимметричных углублений (промоин), заполненных косослоистым

материалом. Слои, заполняющие промоину, не срезаются волнистой поверхностью, а асимптотически сливаются с ней и, кроме того, на отлогой части дна промоины накапливаются крупные частицы (рис. IV-54).

Надежным признаком почвы и кровли пласта является рябь, захороненная илом. Ил более толстым слоем накапливается во впадинах между хребтиками песка (рис. IV-55). При значительных скоростях потока в верхней части осадка образуется движущийся слой смеси песка и воды. Развивающееся турбулентное движение приводит к размыванию хребтиков осадка на стороне, обращенной вниз по течению (рис. IV-56 а, б), в связи с чем хребтики перемещаются не вниз по течению, как обычная асимметричная рябь, а вверх по течению (Джилберт, 1914, стр. 11; Бечер, 1919, стр. 165 и Ламонт, 1940, стр. 127).

Подобную рябь называют регрессивной рябью или антидюнами. С ее использованием для определения верха и низа пласта надо быть очень осторожным, потому что весьма похожие формы, но имеющие обратное расположение образуют складочки подводных оползней. Пре-

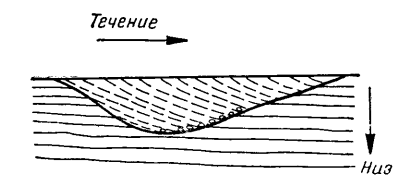


Рис. IV-54. Структура заполнения промоин. Сравнить с рис. IV-53 б.

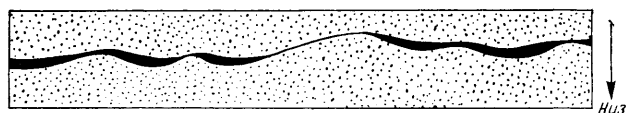


Рис. IV-55. Линзующийся прослойк глинистого материала среди песчаника. Ил смылся с выступов и концентрировался во впадинах (по Р. Шроку)

красные примеры складочек подводных оползней встречаются во флишoidных толщах Алтая, в бассейне р. Бухтармы (рис. IV-57)<sup>1</sup>.

Как видно из сравнения рисунков (IV-56 б и 57), отличить антидюны от складочек подводных оползней можно по внутренней структуре,

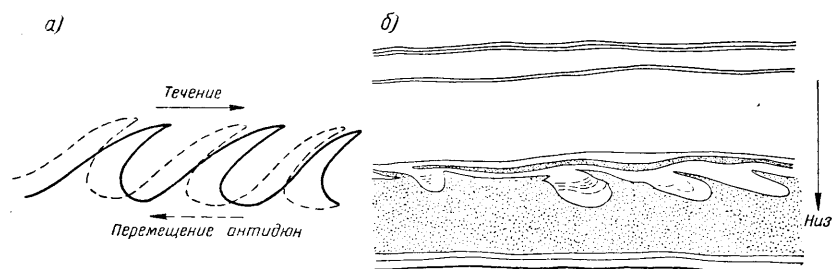


Рис. IV-56. Антидюны

а) схема перемещения антидюн вверх по течению, в связи с турбулентными завихрениями водного потока (по А. Ламонту); б) антидюны в посидовом известняке (по А. Ламонту)

представленной во втором случае настоящими складочками течения, с отчетливой слоистостью. Однако по мере развития деформации отдельные слои растягиваются все больше и, наконец, разрываются. Такие складочки уже трудно отличать от антидюн. Хорошо образованные скла-

<sup>1</sup> Флишoidные толщи отличаются от флишевых менее отчетливой ритмичностью.

дочки сползания по склону морского дна, вроде изображенных на рис. IV-57, служат надежным признаком верха и низа слоя.

Симметричная (волновая, осцилляционная) рябь имеет гребешки с заостренным профилем и полого закругленные углубления. Полоски, сложенные материалом разной крупности, параллельные заостренному профилю гребня и составляющие внутреннюю структуру осадка, иногда наблюдаются под гребешками и отсутствуют в перекрывающем осадке (рис. IV-58 а). Различные формы профилей показаны на рис. IV-58 б. Пример, иллюстрирующий различия в профиле ряби нормально залегающих и опрокинутых слоев, изображен на рис. IV-58 в.

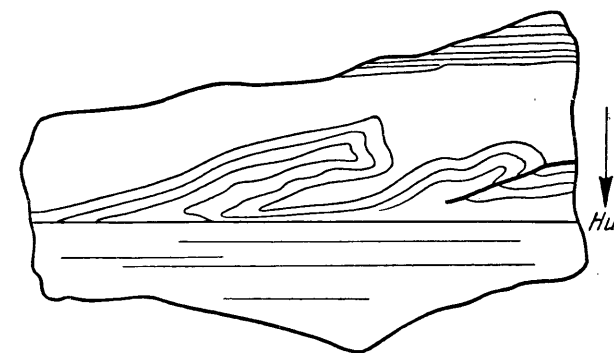


Рис. IV-57. Складочки, образованные подводным оползанием тонкого ила. Девонские флишoidные сланцы. Юго-западный Алтай

В том случае если заостренные гребешки ряби подверглись значительному размыву до того, как они были погребены под отложившимся сверху осадком, пользоваться структурами волновой ряби для определения первоначального верха и низа становится невозможным, так как уничтожен главный признак — заостренность гребешков. Однако если в размытой ряби сохранились внутренние структурные полоски, параллельные ранее существовавшим гребешкам, определение верха и низа слоя возможно (рис. IV-58 г).

Конкреции и стяжения могут быть в некоторых случаях использованы для определения верха и низа слоев (Шрок, 1950, стр. 191—193). Важно, чтобы имела уверенность, что такие конкреции являются сингенетичными осадку, составляющему породу. Считается, что признаком сингенетичности конкреций является их взаимоотношение с прослойками перекрывающего слоя. Некоторые из прослоек обрываются впритык к конкреции, тогда как следующие прослойки изогнуты, перекрывая всю конкрецию. Этот признак может быть надежным в том случае, если есть уверенность, что обрыв прослоек не кажущийся, т. е. не связан с их метасоматическим замещением конкрецией, которая росла эпигенетично, в отложившемся значительно раньше материале породы. Эллипсоидальные сингенетичные конкреции часто бывают более плоскими с нижней стороны и более выпуклыми по направлению вверх. В литературе описаны (Трефетен, 1947) кремнистые стяжения, в которых развиваются клиновидные трещины только со стороны налегающего пласта.

Фукоиды (иероглифы или флишевые знаки) представляют скульптурные фигуры, своей лентообразной формой напоминающие морские водоросли *Fucus*, откуда и произошло это название; они широко развиты во флишевых и флишoidных толщах глинистых и песчано-глинистых

осадков. Использование фукоидов для определения верха и низа пласта широко обсуждалось советскими геологами и, видимо, может дать поло-

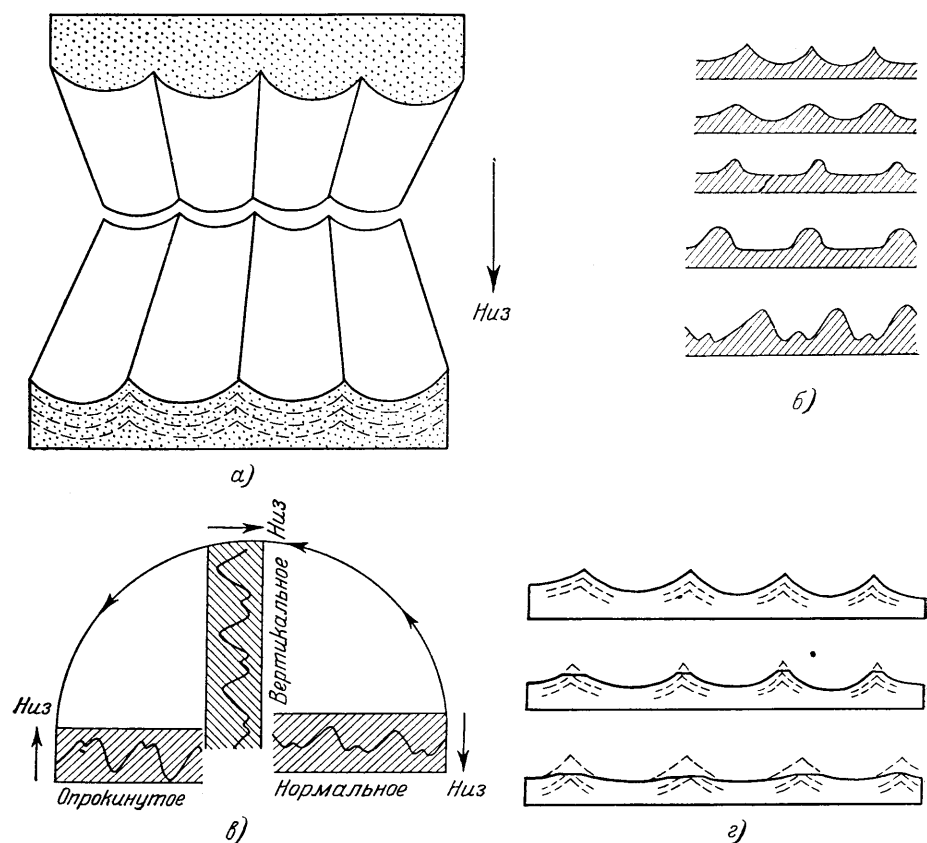


Рис. IV-58. Волновая рябь

а) следы ряби и их отпечатки в покрывающем слое. Видна внутренняя структура хребтиков ряби, отсутствующая в перекрывающем слое (по Р. Шроку); б) характерные профили волновой (осцилляционной) ряби; в) профиль волновой ряби. Зная, что хребтики второго порядка располагаются в углублениях, можно установить в нормальном или опрокинутом залегании находится слой (по С. К. Ван-Хайзу); г) схема эрозии волновой ряби. Однако и в этом случае возможно сохранение внутренней структуры, по которой определяется нормальное или опрокинутое залегание слоя

жительные результаты в конкретных условиях районов, где предварительно установлены характерная морфология фукоидов и их положение относительно кровли и почвы. Но так как фукоиды имеют различное происхождение, переносить выводы, полученные по одному району, в другие области надо очень осторожно (Вассоевич, 1932, 1948; Вассоевич и Коротков, 1935; Вассоевич и Гроссгейм, 1946).

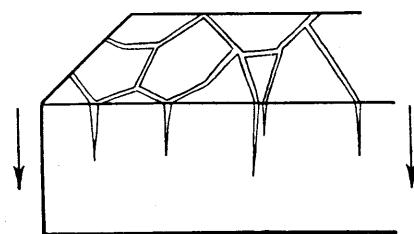


Рис. IV-59. Полигональные фигуры и трещины усыхания

широко приоткрытыми вверху и быстро клиновидно оканчивающимися вниз (рис. IV-59).

Трещины усыхания (Швецов, 1948, стр. 187) образуются в поверхностной части насыщенного водой осадка (такыры в Средней Азии). При этом поверхность высыхающего слоя расчленяется полигональными трещинами,

Для определения первоначального залегания слоев также могут быть использованы следы корневых систем, ходы червей, следы животных, ориентированное положение ископаемых водорослей и моллюсков, отпечатки капель дождя и многие другие, в отдельных случаях весьма полезные частные признаки, встречаемые, как и трещины усыхания, далеко не повсеместно.

**Косая слоистость** (Сб. Косая слоистость, 1940) представляет одну из самых распространенных и отчетливых структур из числа тех, которые дают указания на положение верха и низа слоев. Образуется она в различных условиях, в прибрежных морских, дельтовых и речных водных осадках, в осадках временных потоков и в эоловых осадках на континентах. Во всех или почти во всех случаях, когда слои имеют близко параллельное положение относительно слоев почвы и, с другой стороны, косо, под углом срезаются слоями кровли (рис. IV-60), возможно достаточно надежно определить верх и низ осадочной свиты. В литературе (Хиллс, 1943, стр. 6, 7, табл. II А), однако, описан случай эоловой косой слоистости в дюнном песке с обратными соотношениями. Слои косой серии образуют резкий угол со слоями, лежащими в основании, и асимптотически приближаются к кровле.

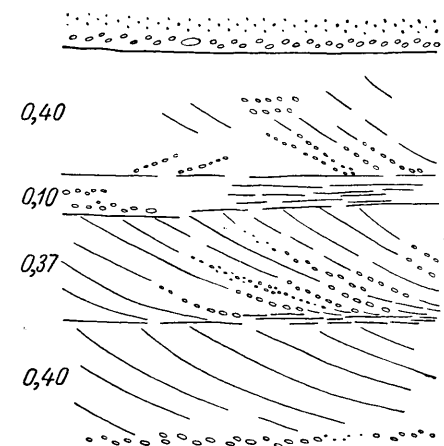


Рис. IV-60. Многоярусная косая слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна (по Ю. А. Жемчужникову и Е. П. Брунс)

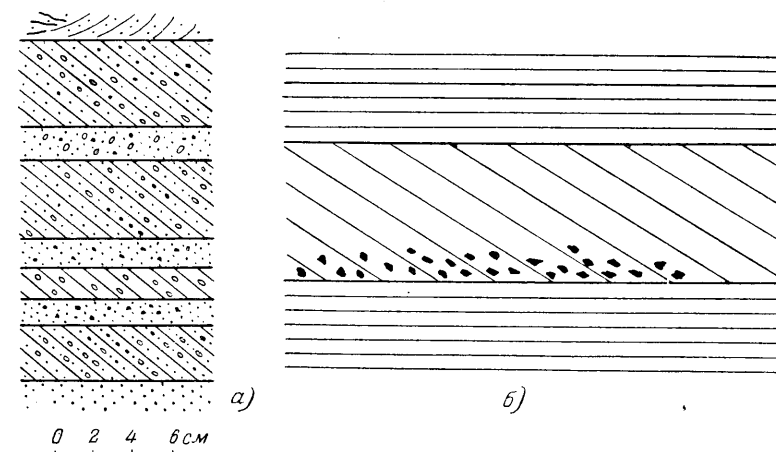


Рис. IV-61. Слоистость

а) слоистость периодических потоков в гравийных песках Гремячего Лога (по А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой); б) косая слоистость типа периодических потоков (по Р. Шроку). Определение верха и низа слоя возможно. Более крупные и тяжелые частицы сконцентрированы у оснований наклонных слоев

Другой тип структур косой слоистости характеризуется косым расположением слоев в равной мере к подстилающему и покрывающему слою, причем слои подходят к верхнему и нижнему контакту под углом (рис. IV-61а). Такая слоистость считается образованной временными бурными потоками, хотя ее происхождение, повидимому, может быть

также иным. В обычном случае она не дает указаний на ориентировку первоначального залегания пород, однако более тяжелые и более крупные частицы концентрируются в нижней части косолежащих слоев (рис. IV-61б), что служит надежным признаком верха и низа слоев.

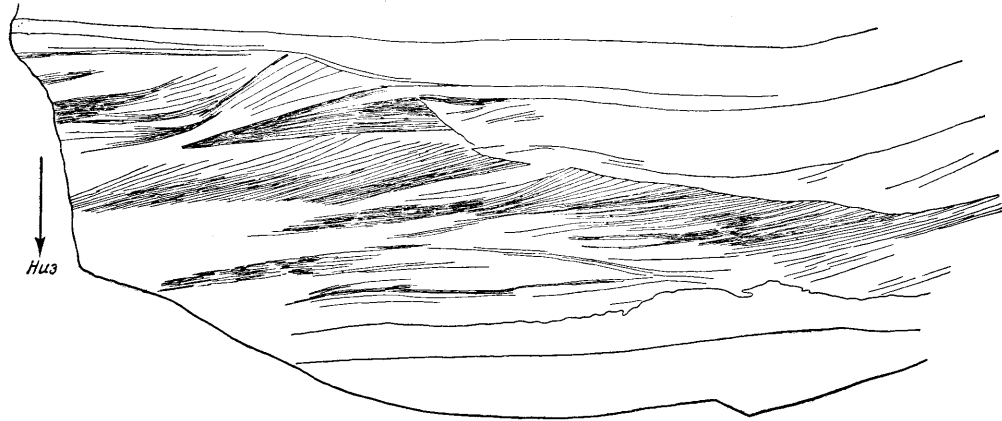


Рис. IV-62. Косая слоистость в девонских флишеидных сланцах на юго-западном Алтае

Во флишеидных толщах иногда наблюдаются местные размывы, заполняемые тонким косослоистым материалом. Характерные структуры такого типа широко распространены в мощных девонских сланцево-песчаных толщах бассейна р. Бухтармы на Алтае (рис. IV-62). Они служат довольно хорошими указаниями на положение верха и низа слоистых толщ.

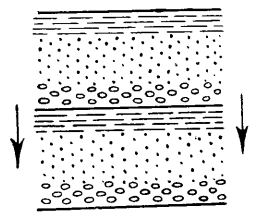


Рис. IV-63. Ритмичная слоистость в флишевых толщах

**Ритмичная слоистость** (Вассоевич и Гроссгейм, 1938; Вассоевич, 1948, 1951) представляет образование, особенно характерное для флишевых толщ (рис. IV-63). Надежное значение ритмичная слоистость представляет только тогда, когда наблюдается резкая граница между нижележащими тонкообломочными породами и вышележащими грубообломочными породами и одновременно с этим постепенный переход от грубообломочных пород к средне- и тонкообломочным породам в направлении снизу вверх. Иначе говоря, снизу вверх

ритм развивается постепенно, по схеме трансгрессивного чередования, затем наступает перерыв отложения осадков и снова чередование по трансгрессивной схеме. Следовательно, в нормальной флишевой ритмичности отсутствует регрессивное чередование и именно это обстоятельство дает возможность использовать ритмичную слоистость для определения верха и низа слоев.

**Местные размывы, ксенолиты и отторженцы** (Радугин, 1942 и др.) представляют важный признак положения верха и низа пластов.

Детальное изучение формы плотика (фундамента, составленного коренными породами) аккумулятивных террас в Восточной Сибири (по Р. Бурачеку) установило обычное присутствие в коренных породах «борозд» — углублений, промытых реками (рис. IV-64 а) и заполненных впоследствии галечниками аккумулятивной террасы. Изучением многих поверхностей размыва на платформах установлено, что долины рек и ручьев, проложенные в прочных породах, обычно сохраняются и при мор-

ских трансгрессиях, перекрываясь морскими осадками. Эти местные размывы и промоины надежно устанавливают положение низа пластов.

Включения обломков нижележащих пород в перекрывающих породах также служат важным признаком низа пластов как среди нормально-осадочных толщ, так и среди эффузивных образований. При изучении

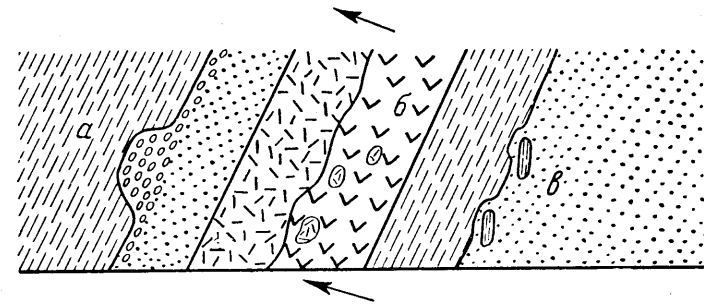


Рис. IV-64. Местные размывы, ксенолиты и отторженцы в стратиграфическом разрезе (по М. Биллингу)

эффузивно-пирокластических толщ Алтая хорошим критерием относительно возраста двух эффузивных комплексов, поставленных на голову, оказались ксенолиты — обломки породы, заключенные в другой, магматического происхождения породе (рис. IV-64 б). Отторженцы нижележащей породы, заключенные в другой, перекрывающей, осадочной породе, изображены на рис. IV-64 в.

**Шаровые лавы** (Вильсон, 1942) в некоторых случаях обладают таким строением, что выпуклые, сферические ограничения отдельных

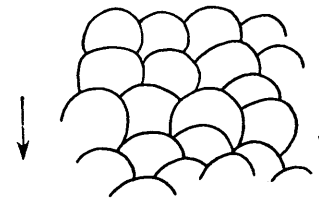


Рис. IV-65. Отдельность в шаровых лавых

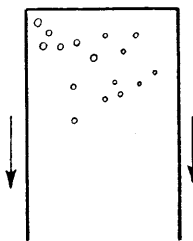


Рис. IV-66. Пузырьки, образованные выделившимися газами в верхней части лавового потока

«подушек» обращены кверху. Это свойство использовалось для установления первоначального залегания сильно деформированных докембрийских пород (рис. IV-65).

**Пузырчатые и окисленные верхние части лавовых потоков** (Биллингс, 1949). Кровля лавовых потоков иногда бывает обогащена пузырьками, образованными выделившимися из лавы газами; наблюдается также покраснение поверхностей лавовых потоков, в связи с окисляющим действием кислорода воздуха (рис. IV-66).

## ОБРАЗОВАНИЕ И ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКЛАДЧАТОСТИ

С середины XIX в. в представлениях о механизме складкообразования господствовала контракционная гипотеза, объяснявшая образование складок тангенциальным сжатием земной коры, приспособляющейся к сокращающемуся в объеме, охлаждающемуся ядру Земли. М. Шанкуртуа (Иностранцев, 1889, стр. 483) и А. Добре (1879) экспериментально получили складчатые структуры на сжимавшемся при выпускании воздуха резиновом баллоне, покрытом слоем воска или лака. Развивая контракционную гипотезу, Э. Зюсс (1875, 1883—1901) и А. Гейм (1878) утвердили в геологии понятие о жестких и пластичных участках земной коры, представляя складкообразование как результат смятия мощных пластичных осадочных толщ подвижных поясов при сжатии их между жесткими массивами платформ.

В начале XX в. контракционная гипотеза подверглась разносторонней критике и перестала пользоваться всеобщим признанием. Неприемлемо в классической контракционной гипотезе слишком примитивное представление о сокращении объема Земли в связи с охлаждением. Другое предположение, положенное в основание гипотезы о первоначальном раскаленно-газовом и огненно-жидком состоянии Земли, также может оспариваться.

Разнообразные формы движения и развития материи, выяснившиеся к началу XX в., не могли быть учтены в контракционной гипотезе. Непрерывный приток тепла в связи с радиоактивными процессами, ядерные реакции и «раздавливание» электронных оболочек при огромных давлениях, господствующих в ядре Земли, возникающие в связи с этими явлениями тепловые и электромагнитные потоки — все эти факты и многие другие, отражающие реальный процесс развития материи Земли, должны были подвергнуться анализу и синтезироваться в новой, отвечающей современному уровню знаний гипотезе.

Однако подобный синтез оказался слишком трудной задачей и вместо контракционной гипотезы было предложено множество гипотез, отнюдь не охватывающих всего огромного круга явлений развития Земли и земной коры. Важнейшие представления, развивавшиеся в этих гипотезах, можно сгруппировать следующим образом, в порядке их по-

явления. Ряд геологов, изучавших Альпы (О. Амферер, 1906, 1919; Р. Швиннер, 1919; Э. Краус, 1933, 1936), предложил гипотезы о затягивании (всасывании) кристаллического основания земной коры внутрь, вдоль так называемых «рубцов» (Narbe), или разрывов, составляющих осевые линии складчатых сооружений. При этом отложения, составляющие осадочный чехол земной коры, собираются в сложенные складки и смещаются вдоль пологих поверхностей шарниражей (рис. VII-28). Гипотезы всасывания имеют и в настоящее время сторонников (Ф. Венинг-

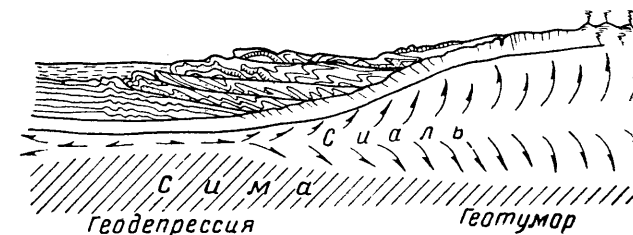


Рис. V-1. Схема образования поднятия (тумора) (по Э. Хаарману)

Осадочные массы скользят с поднятия, образуя при этом складки, на-  
двиги и перекрытия. Стрелками показаны подкоровые движения магмы

Майнес, А. Холмс, Г. Хесс, С. А. Трескинский, Э. Краус), причем механизм затягивания нижних частей земной коры внутрь толкуется разными учеными различным образом.

Э. Хаарман (1930) и Р. Ван-Бемеллен (1936) разработали другую гипотезу вторичного происхождения складчатости. По их представлениям, складки образуются при гравитационном соскальзывании покрова осадочных пород со склонов геотуморов — первичных вздутий земной коры, вызванных силами, действующими в вертикальном направлении (рис. V-1).

М. М. Тетяев (1934, 1941), а затем В. В. Белоусов (1947 а, б, в, 1948) в своей гипотезе также связывают происхождение складчатости

Зона преимущественного нагнетания      Зона преимущественного выжимания      Зона преимущественного нагнетания



Рис. V-2. Схема раздавливания земной коры и возникающего в ней послыстного течения с образованием складчатости (по В. В. Белоусову)

с радиальными тектоническими силами. В отличие от представления Э. Хаармана и Р. Ван-Бемеллена, согласно М. М. Тетяеву и В. В. Белоусову смятие пород осуществляется не путем свободного скольжения под действием сил тяжести, а в связи со сжимающими силами, ориентированными в вертикальном направлении. Вещество горных пород пластически течет (движение масс в горизонтальном направлении) из областей сильного радиального сжатия в области меньшего сжатия, при этом образуются складки (рис. V-2).

Все упомянутые гипотезы односторонне рассматривают процесс складкообразования, но почти каждая из них содержит рациональные, положительные представления и вносит вклад в понимание механизма складчатости.

## НЕКОТОРЫЕ ГЛАВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

В настоящем разделе мы рассмотрим условия образования складчатости геосинклинального типа, распространенного преимущественно в центральных частях горных складчатых поясов. Эта оговорка совершенно необходима, потому что, как уже указывалось, существует очень много типов складчатости, способ и условия образования которых чрезвычайно сильно отличаются. Именно поэтому в вопрос о генезисе складчатости вносится много представлений, правильных в отношении некоторых конкретных типов складок, но совершенно неприменимых, ошибочных при объяснении способов и условий образования настоящей геосинклинальной складчатости.

Для того чтобы понять, как образуется геосинклинальная складчатость, необходимо выяснить тип деформации (и как следствие — ведущие формы возникающих складок) и динамику деформации.

Ниже показано, что ведущим типом деформации при образовании геосинклинальной складчатости является пластическая деформация.

Кинематика деформации — второй кардинальный вопрос генезиса складчатости. Существует ошибочное мнение, что при образовании геосинклинальной складчатости ведущим является горизонтальное перемещение вещества. Многочисленные факты указывают на то, что наиболее важным кинематическим результатом при складкообразовании является вертикальное перемещение вещества. Складкообразование выражается поднятиями. Самым универсальным выражением вертикальных перемещений вещества при складчатости является образование поднятий в форме сводов большого радиуса (складок коры), которые могут не сопровождаться складками малых радиусов. Но всякая геосинклинальная складчатость малых радиусов обязательно вписывается в своды большого радиуса.

Динамическая обстановка образования складчатости выясняется изучением тектонического строения складок коры и поясов складок малых радиусов (геосинклинальной складчатости). Как будет показано ниже, не только складчатость геосинклинального типа, но и куполовидная складчатость передовых прогибов и периклинальных окончаний горных сооружений в основном вызывается тангенциальным сжатием.

### РОЛЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПРИ СКЛАДКООБРАЗОВАНИИ

По представлениям старой, классической контракционной гипотезы, осадочные породы рассматривались как достаточно жесткие и упругие материалы, способные передавать тектонические силы сжатия со стороны платформы на всю ширину геосинклинального пояса, т. е. на 200—400 км и более при смятии осадков в складки. Именно на таком допущении основано экспериментальное воспроизведение складчатости посредством бокового сжатия слоистых материалов — переслаивающихся глин, песка, воска, парафина и др. в ящике с одним или двумя поршнями, проделанное А. Добре (1879), Б. Виллисом (1934) и другими (рис. V-3).

Из тех же неудовлетворительных представлений о ведущей роли упругих деформаций при складкообразовании исходит М. Смолуховский (1909) в своем анализе условий продольного изгиба слоев и В. Шмидт (1932) при построении эпюр напряжений, возникающих при изгибании жесткой плиты.

Теоретические расчеты и полевой геологический опыт согласованно указывают на то, что жесткость горных пород совершенно недостаточна для передачи приложенных извне сил бокового сжатия на большое расстояние. В. В. Белоусов (1948) показал ведущее значение пластических деформаций при складчатости, основываясь на принципе подобия (см. II главу). Для воспроизведения в лабораторных условиях складчатости, в соответствии с принципом подобия, в качестве материала должны браться такие текучие вещества, как вазелин или густой мазут при комнатной температуре. Очевидно, что деформируя такой текучий материал при помощи силы, приложенной к подвижному поршню, мы не сможем получить складок на значительном расстоянии от поршня, потому что эти вещества не обладают необходимой жесткостью для передачи тангенциально действующих сил.

Не только покров осадочных пород, но и породы древнего кристаллического основания в той или иной мере деформируются пластически. Широко распространенные представления о том, что граниты как сравнительно жесткие породы не способны к существенной пластической деформации, неверны. При оценке их свойств обычно не принимаются в расчет такие важные факторы, как длительность геологических процессов деформации и термальное воздействие на древние граниты эманацій молодых магматических интрузий, сопровождающих складчатость, а также нагрузка вышележащих пород. Между тем, как видно из рассмотрения деформаций горных пород во II главе, при длительном воздействии сил и при повышении температуры пластическая деформация может быть вызвана напряжениями, которые при кратковременных воздействиях далеко не достигают предела упругости.

Пластическая деформация древних кристаллических пород, выжимаемых в ядра складок молодых пород, была описана многими исследователями (Гейм, 1878, 1919—1921; В. О. Кросби, 1899; Ажгирей, 1941, 1951 и другими). На Кавказе, в его осевой, высокогорной части, в северной Осетии наблюдается сильнейшая деформация палеозойских гранитов и кристаллических сланцев. Глубоко эродированная поверхность кристаллических пород первоначально была близка к горизонтальной, равнинной. Об этом можно судить по почти повсеместному распространению конгломератов сравнительно небольшой мощности (обычно менее 50—100 м) в основании юрских толщ, перекрывающих граниты.

В конце верхнетретичного времени произошла интенсивная деформация всех пород, древних и молодых, в связи с чем кристаллические

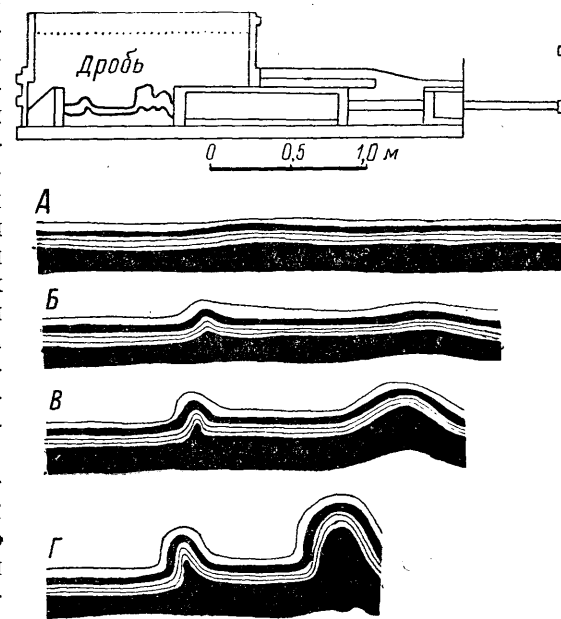


Рис. V-3. Моделирование складок в ящике со сжимающим поршнем

породы палеозойского основания были смяты в складки вместе с вышележащими мезо-кайнозойскими отложениями.

На рис. V-4 изображена схема изогипс деформированной поверхности гранитного основания части горных районов северной Осетии,

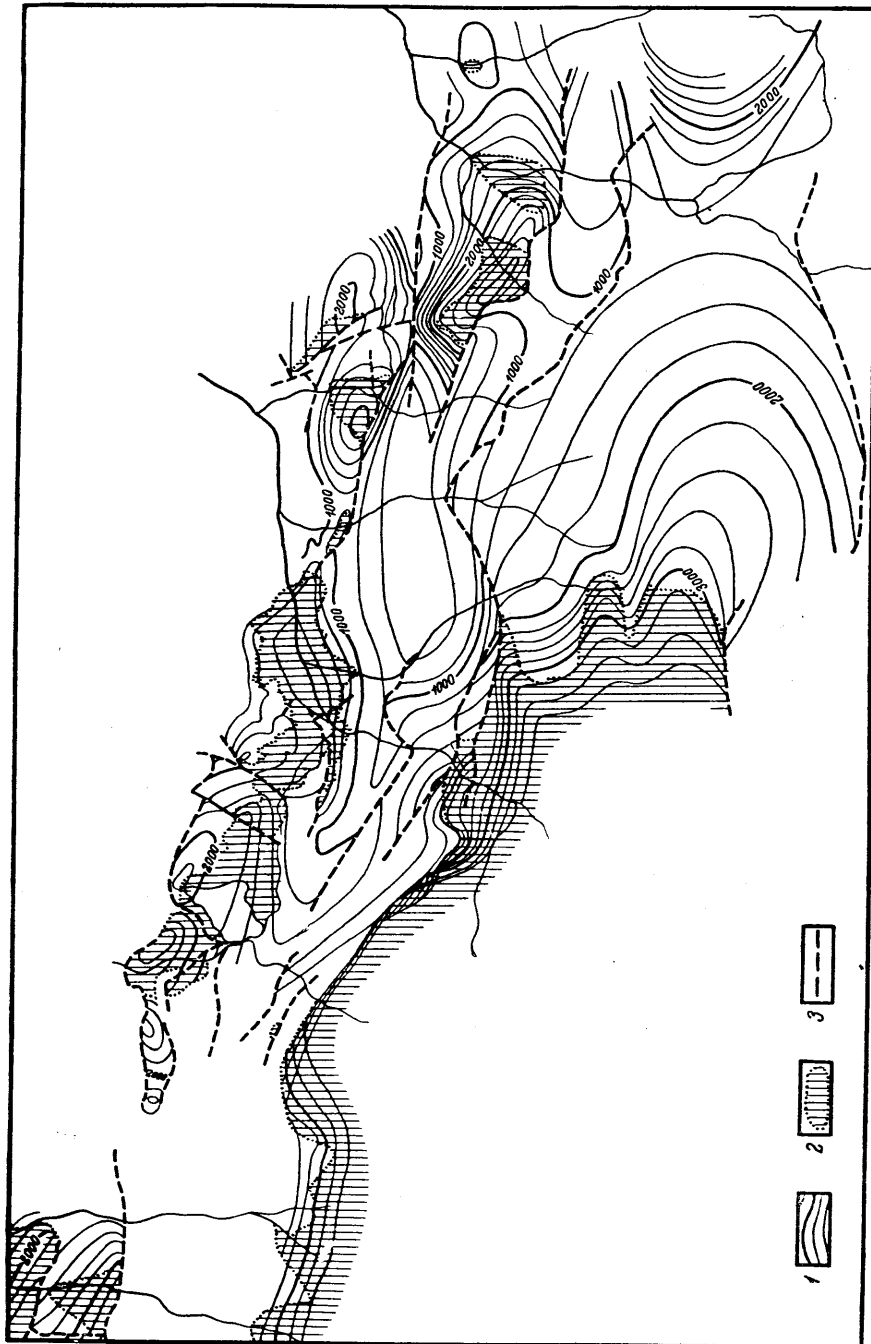


Рис. V-4. Схематический план складчатой поверхности древнего кристаллического ядра Кавказского хребта (на площади 30 × 10 км.)

Форма поверхности выражена изогипсами (1). Загтрикованы выходы на современную поверхность массивов кристаллических пород (2). Пунктиром показаны разрывы (3).

составленная по данным детальных съемок на хорошей инструментальной основе. На ней видны размеры и характер пластической деформации кристаллических пород. Первоначально почти горизонтальная поверх-

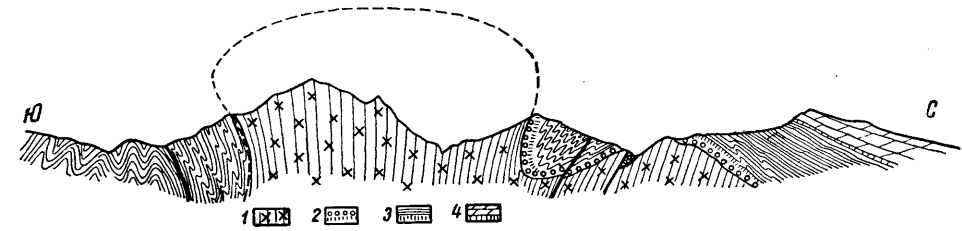


Рис. V-5. Профиль через центральную часть Главного Кавказского хребта

1 — породы древнего кристаллического ядра хребта, участвующие вместе с мезо-кайнозойскими породами в складчатости; 2 — базальные конгломераты юрских отложений; 3 — ниже- и среднеюрские эффузивы и песчано-сланцевые породы; 4 — верхнеюрские и меловые карбонатные породы

ностью гранитов, и вышележащими осадочными толщами нет.

На профиле через Центральный Кавказ (рис. V-5), с сохранением равенства горизонтального и вертикального масштабов, изображено то же явление. Обращаясь к другим горным областям с сохранившейся от эрозии молодой складчатостью, наблюдаем такие же деформации древних кристаллических пород. А. Геймом (1919—1921) в центральной части Швейцарских Альп, в долине Майенталь; изучены сильно сжатые, глубокие синклинали мергелей юры среди кристаллических пород (рис. V-6 и 7). Осадочные породы всюду имеют нормальный стратиграфический контакт с древними гнейсами и кристаллическими сланцами. Вдоль контакта прослеживается тонкий слой базальных триасовых доломитов.

Приведенные факты убеждают нас, что в масштабах крупных частей складчатых зон деформацию пород верхнего структурного этажа надо рассматривать как типичную пластическую деформацию, с совершенно подчиненным значением упругих деформаций.

При складкообразовании породы складчатого покрова в значительной мере пассивно подчиняются деформации пород основания, представленных во многих случаях таким материалом, как гранит, который несмотря на свою относительную жесткость, в данном случае деформируется пластически.

В целом складчатость наиболее характерного, геосинклинального типа, по современным воззрениям, может быть представлена как результат пластического течения больших масс горных пород в подвижных тектонических зонах. Это не исключает, как уже было отмечено, что

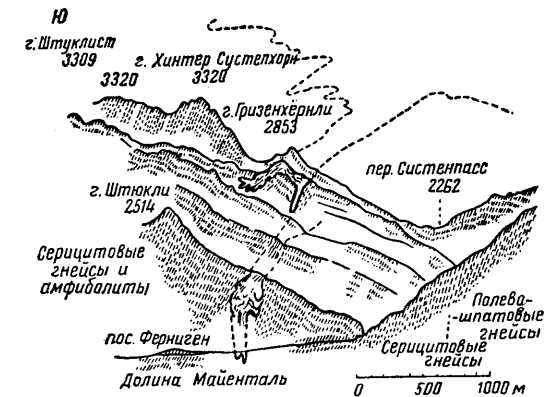


Рис. V-6. Мульда мезозойских осадочных пород, зажата в древних кристаллических породах, участвующих вместе с мезозойскими породами в складчатости. Швейцарские Альпы, Ферниген (по А. Гейму)



в каждой данной складке или даже системе складок местные напряжения вызывают упругие деформации, и разные по механическим свойствам породы различно участвуют в складчатости.

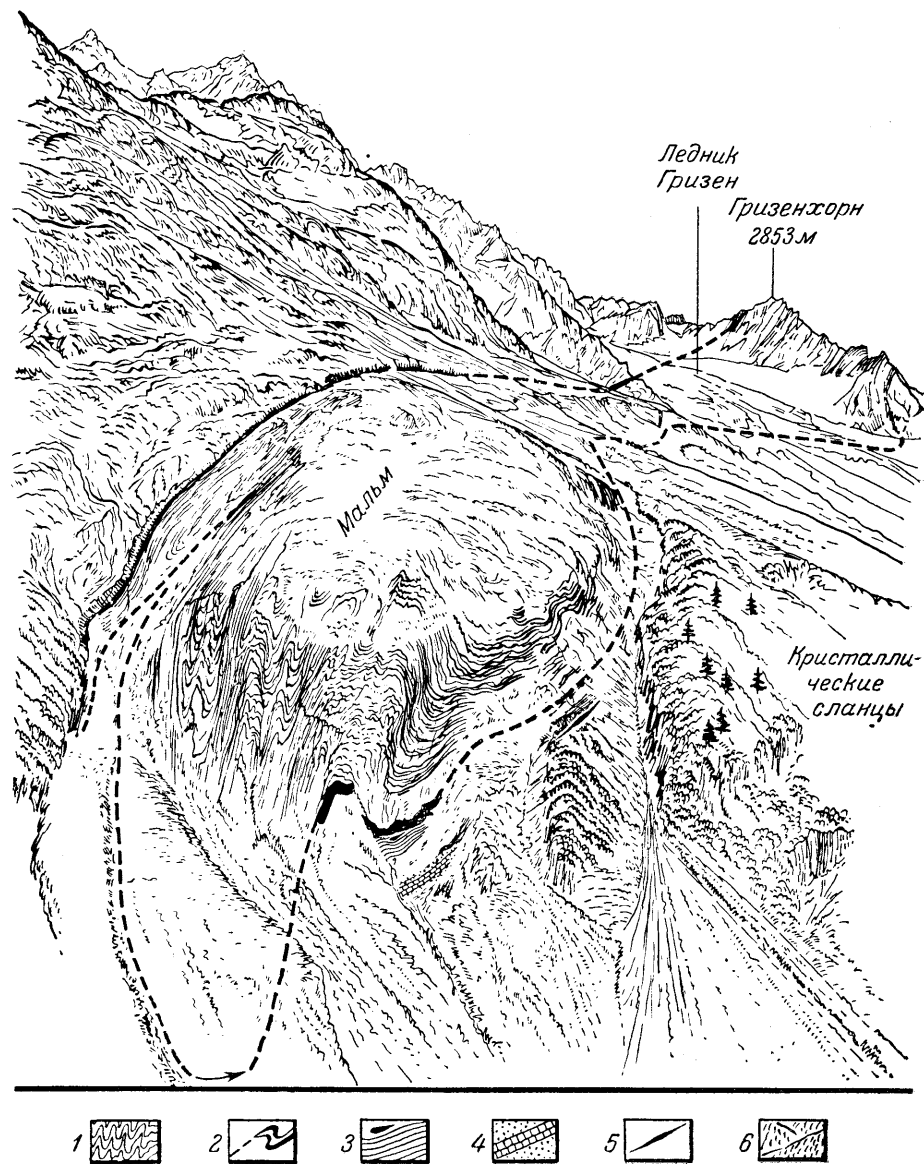


Рис. V-7. Зарисовка той же Фернигенской мульды

1 — верхнеюрские известняки (мальм); 2 — келловейские железистые оолиты; 3 — мергели с паркинсониями; 4 — байосовый известняк; 5 — триасовый базальный доломит Рёти; 6 — кристаллические сланцы и гнейсы

Неспособность горных пород поверхностных зон передавать на большие расстояния приложенные к ним извне тангенциальные сжимающие силы не означает, что в земной коре вообще не существует обстановки тангенциального сжатия и что причины складчатости надо искать

только в вертикально ориентированных тектонических силах<sup>1</sup>. Г. Джеффрис (1952) показал, что в земной коре в целом могут иметь место крупнейшие тангенциальные напряжения.

#### ВЫРАЖЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ В РЕЛЬЕФЕ ПОВЕРХНОСТИ

Складкообразование в геосинклинальных областях, развитие которых завершается формированием горных сооружений, приводит к росту линейно-удлиненных поднятий, характерными чертами которых являются брахиформность, виргации (разветвления) и кулисообразное расположение отдельных поднятий друг относительно друга. Часто поднятия сопряжены с линейно-удлиненными прогибами, располагающимися с одной и, несколько реже, с двух сторон поднятий (краевые прогибы).

Существует и другое мнение (Э. Хаарман, Э. Краус и другие), что складкообразование и поднятие Альп, Кавказа и прочих молодых гор не одновременны и, таким образом, сводовые вздутия, приводящие к образованию систем горных хребтов, не имеют прямого отношения к складчатости.

Это мнение ошибочно. Оно игнорирует многочисленные геологические факты. Крупнообломочные (нагельфлю) молассовые отложения Альпийского предгорного прогиба (Гейм, 1919—1921), плащ конгломератов мезотического, понтического и балаханского возраста, окружающий Кавказский хребет (Ренгартен, 1932) и верхнесиваликские конгломераты предгорного прогиба Гималаев (Терра, 1936, стр. 866) — все эти мощные грубообломочные толщи, свидетельствующие о быстром поднятии горной страны, синхронны с наиболее сильными складкообразующими фазами. Обратное явление — образование типичной складчатости без поднятий — неизвестно.

Путанные представления по этому вопросу связаны с тем, что рост горных сооружений в некоторой мере имеет место до образования настоящей геосинклинальной складчатости и продолжается также позднее, после первых главных фаз складчатости, когда поднятия большого радиуса уже не сопровождаются типичным складкообразованием, главным образом в связи с уменьшением интенсивности тектонических деформаций и сокращением потока магматических эманаций, прогревающих окружающие породы. Продолжающееся поднятие горных сооружений без образования складок малого радиуса (геосинклинальной складчатости) неправильно истолковывается как не связанное со складчатостью явление.

В действительности поднятия (сводовые вздутия) отражают тот же процесс тектонической деформации складкообразующего характера. Когда сводовое поднятие не сопровождается образованием складок малого радиуса, усложняющих свод, это означает, что процесс деформации уменьшился в своей интенсивности. В последующие фазы, в силу быстрого удаления эрозией молодых, высокопластичных пород во внутренних частях поднятий, складчатость геосинклинального типа развивается преимущественно по периферии сводов.

<sup>1</sup> А. В. Хабаков по этому поводу замечает, что представления о боковых сжимающих силах в наше время возникают на совершенно новой основе. Такой основой он считает изменения объема отложений в геосинклинальных поясах в связи с: а) разогреванием вещества земной коры в геосинклиналях и б) физико-химическими превращениями при метаморфизме. Главной механической причиной образования региональных поясов складчатости могут быть развивающиеся в самих породах геосинклинальных поясов явления изменения объема и состояния пород, а не пассивное смятие, отражающее лишь извне действующее сжатие.

Кроме общегеологических данных о непосредственной связи складчатости с поднятиями, имеются также прямые доказательства удлинения вещества земной коры по направлению вверх на участках, подвергнутых складкообразующим деформациям. Ниже будет описано образование кливажа течения<sup>1</sup>, обычно сопровождающего интенсивную геосинклинальную складчатость и ориентирующегося параллельно осевым плоскостям складок. Плоскости кливажа течения в осевых частях складчатых зон ориентируются круто, почти вертикально, и только в периферических частях, где происходит растекание деформируемого вещества в стороны от центрального, наибольшего поднятия, кливаж течения приобретает более пологие падения, опрокидываясь в стороны бокового растекания.

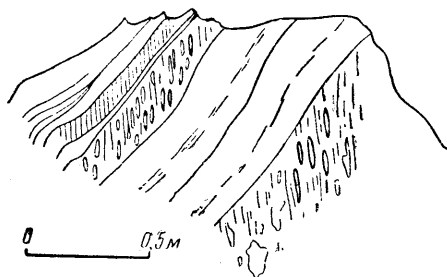


Рис. V-8. Слоистость и кливаж в свите известняков и конгломератов Конестога (по Э. Клоосу и А. Хиетанен)

Известняки переслаиваются с ребристыми конгломератами, фрагменты которых удлинены параллельно кливажу течения, ориентированному под углами в 20—60° к поверхностям слоистости

Многочисленные наблюдения устанавливают, что зерна минералов, ядра и отпечатки ископаемых животных и растений (Гейм, 1919—1921; Клоос Э., 1946; Броутон, 1946) гальки конгломератов (рис. V-8), (Клоос Э. и Хиетанен, 1941; Ван-Хайз, 1896 а, б, фиг. 140) растягиваются по направлению вверх, в плоскости кливажа течения складчатых тектонических структур, т. е. вдоль главной оси деформации А, и укорачиваются (сплющиваются) в остальных двух взаимно перпендикулярных направлениях, вдоль осей В и С. Следовательно, при складкообразующих деформациях необходимо должен происходить рост поднятий в деформируемых зонах.

#### СКЛАДКИ КОРЫ — ВСЕОБЩЕЕ ВЫРАЖЕНИЕ СКЛАДКООБРАЗУЮЩИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В подвижных, геосинклинальных зонах в периоды ослабления тектонических движений и в зонах, менее тектонически подвижных, с подчиненной ролью интрузивной деятельности, обычно не образуются складки малого радиуса, геосинклинального типа. Для этих условий характерно формирование сводовых поднятий большого радиуса, описанных Э. Арганом (1935) и С. С. Шульцем (1948) в горных системах Центральной Азии под названием «складок фундамента».

Горные сооружения по основным чертам тектонической структуры принято разделять на альпийские и германотипные.

Альпийские горы образованы за счет смятия в складки мощных геосинклинальных толщ. В период главной складчатости сравнительно жесткие кристаллические и древние, уже раньше деформированные породы залегают глубоко под покровом мощных молодых толщ. Поэтому в альпийских горах преобладающим типом тектонических деформаций является смятие в складки, надвиги и шарриаж, связанные со складчатостью.

Второй термин применяется не точно, потому что в немецкой геологической литературе под названием германотипных (саксонотипных) структур часто описываются

<sup>1</sup> При образовании кливажа течения порода приобретает сланцеватое строение за счет ориентировки пластинчатых и игольчатых минералов в плоскостях кливажа.

грабены рифтового происхождения (см. ниже, главу VII), образованные совсем при других условиях, в результате растяжения земной коры. Поэтому лучше ввести заменяющий термин — тяньшанетипная структура, поскольку именно Тянь-Шань является лучше всего изученным примером сооружений, образованных в условиях сильного сжатия, тектоническими силами складкообразующего характера.

Тяньшанетипные горные сооружения возникают в связи с возрождением и переработкой подвижных зон, которые в эпоху, непосредственно предшествующую главным тектоническим деформациям, не прошли через стадию геосинклинального развития и потому не имеют мощных толщ геосинклинальных осадков. Кристаллические породы и древние, уже раньше смятые в складки породы в таких зонах залегают недалеко от поверхности, будучи перекрыты сравнительно маломощным (1000—3000 м) покровом молодых пород. Поэтому в тяньшанетипных горах преобладающим типом деформации являются сравнительно пологие изогнутости и многочисленные разрывы (по взбросо-надвигам и сдвигам) жестких пород, неспособных более сминаться в складки.

Разделение горных сооружений на альпийские и тяньшанетипные, конечно, очень условно, потому что в одном и том же сооружении весьма часто встречается смешение складчатых и разрывных тектонических структур. В связи с этим ряд исследователей считает нерациональным выделение альпийских и тяньшанетипных структурных комплексов, с чем нельзя согласиться. Большинство природных типов и явлений не имеет четких границ и характеризуется взаимопереходами, и это обстоятельство не может быть основанием для отказа от разделения определенных типов и явлений на характерные группы. Очевидно, что третичные тектонические формы и история деформации Альп, Карпат, Кавказа и, с другой стороны, Тянь-Шаня, Алтай, Саян и т. п. настолько различны, что заслуживают выделения в самостоятельные характерные группы.

Изучая морфологические черты складок фундамента в тяньшанетипных горах, мы убеждаемся, что они аналогичны сводовым поднятием в альпийских горах. Им также свойственна линейная ориентированность, брахиформность, виргация и кулисообразное расположение отдельных поднятий друг относительно друга<sup>1</sup>.

Другим важнейшим аргументом в пользу генетической общности сводовых поднятий в альпийских горах и «складок фундамента» в тяньшанетипных горах является одновозрастность современных горных хребтов альпийской системы (Альп, Карпат, Кавказа, Гималаев и др.) и современных тяньшанетипных горных хребтов (Тянь-Шаня, Куэн-Луна, Алтай, Саян, Среднеевропейских гор, Скалистых гор, Аппалачей, Анд и др.) как морфологических единиц. Все эти горные системы как орографические единицы (т. е. как сводовые структуры) в главной своей части были сформированы в верхнетретичное и четвертичное время, в плиоцене и отчасти в плейстоцене (Обручев, 1940, стр. 23; Губкин, 1934, стр. 18; Виллис, 1934 а, стр. 16; Плешаков, 1938; Страхов, 1948, стр. 212, 277, 286, 290, 292; Шульц, 1948, стр. 211; Берри, 1919; Бечер, 1933, стр. 394—398, 399; Грэнно, 1917 и 1945; Мэтьюс, 1930, стр. 32; Ажгирей, 1950, стр. 295 и многие другие).

Поэтому само наименование, данное Э. Арганом сводовым вздутиям тяньшанетипных гор, которые были названы «складками фундамента», чтобы подчеркнуть особое значение в их образовании консолидированного основания, перекрытого тонким плащом осадочных пород, должно быть заменено более объемлющим термином — «складка коры», как было предложено В. Бечером (1933). Он лучше соответствует универсальности распространения этих образований в горных системах разного типа. Возможно, складки коры в зародышах имеются также на платформах, но вопрос этот нельзя считать выясненным.

<sup>1</sup> У некоторых систем тяньшанетипных гор слабо развиты или даже отсутствуют передовые прогибы, сопряженные с поднятиями. Однако эти различия не являются принципиальными, поскольку наблюдаются переходы от структур, совершенно лишенных передовых прогибов, к сооружениям, имеющим прогибы.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДOK КОРЫ — РЕЗУЛЬТАТ ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Важные факты, указывающие на то, что складчатость образуется в обстановке значительного тангенциального сжатия, доставляется изучением морфологии и разрывных дислокаций складок коры.

Три характерные черты свойственны складкам коры и находят отражение в их морфологии: во-первых, концентрация деформаций по краям сводовых поднятий (складчатость поздних фаз; флексуры и взбросы), во-вторых, различная интенсивность тектонических деформаций по двум длинным крыльям поднятий, что приводит к асимметрии большинства складок коры и, в-третьих, брахиформность всех поднятий.

В качестве примера опишем складку коры, образующую Каратауский хребет в Тянь-Шане (рис. V-9). Прекрасно отпрепарированная

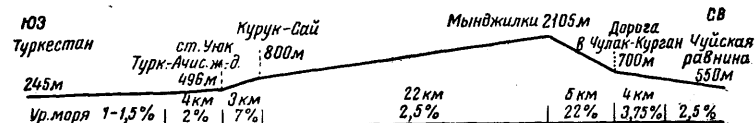


Рис. V-9. Профиль через центральный Каратау

В средней части профиль проведен по останцам поверхности мелового пенепплена. Наклон поверхности пенепплена показан в процентах. Детали современного рельефа не показаны

поверхность предверхнемелового пенепплена, выработанная в прочных известняках карбона и почти неразрушенная эрозией, хорошо видна на многочисленных столовых горках. По изгибу этой поверхности форма складки коры может быть выяснена весьма точно.

Юго-западное подножье хребта сложено пролювиально-делювиальным конусом выноса, маскирующим залегание коренных пород. Однако в глубоких логах видны выходы пород мела и эоцена, по залеганию которых можно судить, что наклон поверхности пенепплена, выработанного в палеозойских породах, не превышает 2—4% и направлен к юго-западу.

Непосредственно севернее, в подножье хребта, поверхность древнего пенепплена, хорошо обнаженная на протяжении 3—4 км в направлении, поперечном к хребту, испытывает отчетливое флексуриобразное изгибание со средним наклоном в 7%. Ничего подобного не наблюдается во всей внутренней части хребта, где углы наклона поверхности пенепплена близки к 2,5%.

Вдоль северо-восточного склона хребта также наблюдается резкое изгибание поверхности пенепплена, направленное в противоположную сторону. Флексура здесь перерастает во взбросо-надвиг, с приподнятым всячим крылом. Поверхность надвига падает на юго-запад под углом 50—60°.

Аналогичные данные о краевых флексурах и взбросах складок коры в горах Тянь-Шаня приводят С. С. Шульц (1948, стр. 36), А. С. Аделунг (1939, стр. 17—18), К. Лейкс (1935, стр. 82) и другие.

Краевые флексуры, ограничивающие сводовые вздутия складок коры изучались также в Скалистых горах Северной Америки, горах Бигхорн (Клоос, 1936, стр. 198, 199, фиг. 146-6), Уинта (Форрестер, 1937) и в Медвежьих горах (Хаарман, 1935, стр. 18), в средней Германии и во множестве других мест развития тяньшанетипной тектоники.

По простиранию краевые флексуры в тяньшанетипных горах переходят во взбросы и взбросо-надвиги (рис. V-10), и никогда не наблюдаются обратные явления — образование трещин отрыва или нормальных сбросов, с падением, направленным от центра поднимающегося свода, что происходило бы при действии вертикально направленных тектонических сил.

Можно судить о том, какие тектонические структуры образуются вертикально направленными тектоническими силами на примере соляных эмбенских куполов, которые не относятся к складкам коры, будучи образованы поднимающимся вверх и протыкающим вышележащие породы

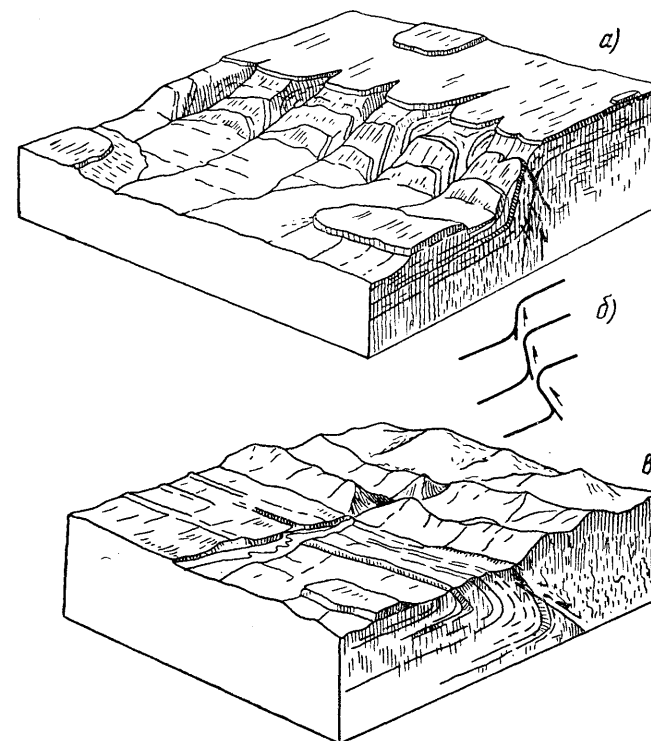


Рис. V-10. Схема развития взбросо-надвига

а) начальная стадия — образование флексуры (см. юго-западную часть профиля на рис. V-9); б) флексура разывается поверхностью взброса; в) поднимающийся горный массив надвигается на породы, заполняющие депрессию (по Г. Клоосу, с изменениями)

столбом соли. Для них характерны многочисленные, разнообразно ориентированные нормальные сбросы. Как видно, эмбенские купола имеют морфологические черты, принципиально отличающиеся от черт, свойственных тяньшанетипным складкам коры.

Необъяснима, с точки зрения представлений о ведущей роли вертикально направленных тектонических сил, также вторая особенность складок коры — их асимметричность, выражающаяся в более интенсивном опрокидывании одного из крыльев краевой флексуры складки. Если бы складки коры были образованы радиальными силами, асимметрия их обуславливалась бы главным образом различиями в механических свойствах горных пород. Между тем опрокидывание складок коры, как правило, не связано с составом пород, образующих складку, и единообразно выдерживается на сотни и тысячи километров вдоль хребтов, проявляя

зависимость в основном только от плана расположения горных цепей (внешние и внутренние части дуг, межгорные впадины и т. д.). Такие особенности строения складок коры находят лучшее объяснение при допущении действия тангенциальных тектонических сил.

Таким образом, морфология и строение складок коры, представляющих ведущую форму во всех горах земного шара, определенно указывают на образование в условиях тангенциального сжатия.

Третья морфологическая особенность складок коры — брахиформность, не противоречит сделанному заключению об условиях их образования. Выше уже отмечалось, что вдоль простирания осей складок в районах развития типичной геосинклинальной складчатости также действуют тангенциальные, сжимающие силы, хотя и менее интенсивные, чем силы, действующие в поперечном направлении. Они вызывают образование поперечных перегибов складчатости, т. е. придают ей брахиформность.

### СТРОЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ — РЕЗУЛЬТАТ ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Рассмотрим три главные гипотезы о происхождении геосинклинальной складчатости, привлекающие силы гравитации, радиальные и тангенциальные тектонические силы.

Сторонники гравитационного происхождения главных типов геосинклинальной складчатости считают, что пластичные осадочные толщи сползают со склонов первичных вздутий под действием силы тяжести. В тех

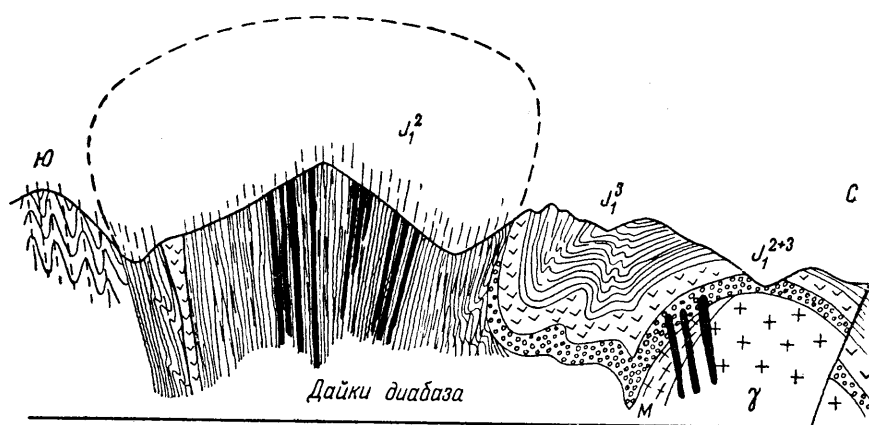


Рис. V-11. Профиль через Кавказский хребет по Куртатинскому ущелью  
Кливаж течения в ядре веерообразной складки ориентирован круто, почти вертикально

горных хребтах, где в осевой части обнажаются древние кристаллические породы и где покрывающие собранные в складки толщи сохранились от эрозии только по периферии, очень трудно показать ошибочность представлений о гравитационном образовании главных складчатых систем. Но существуют хребты (например, вся юго-восточная часть Большого Кавказа), где характерная геосинклинальная складчатость развита в самом центре поднятий на всем протяжении (рис. V-11). Такое же строение в осевых частях имеют на некотором протяжении Карпаты (рис. V-12), Гималаи (рис. V-13) и другие горные системы. Здесь, в складчатых структурах не только не наблюдается всеобщего растекания

материала в стороны, но, наоборот, крутые осевые поверхности складок и крутоставленный кливаж распространены именно в центральных частях поднятий.

Кажущееся исключение, которое представляют Альпы (рис. V-13), при более тщательном анализе также разъясняется. В этом складчатом сооружении структурной осью являются тектонические зоны Сеси, Изреа и Инсбрукская, в которых все породы испытали наиболее сильный динамометаморфизм. Характерной тектонической чертой этих зон является

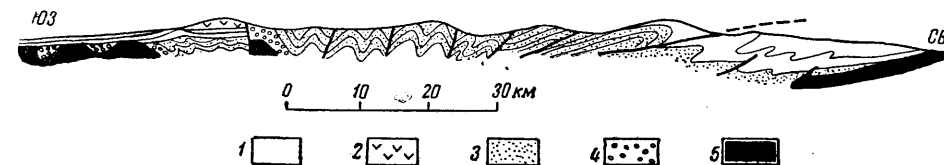


Рис. V-12. Схематический разрез через Карпаты по линии Мукачево — Львов (по А. А. Богданову)

1 — палеоген и миоцен; 2 — миоценовые эффузивы; 3 — палеоген и мел; 4 — юра и триас; 5 — палеозой и более древние породы

крутопадающий кливаж течения. Вторая, параллельная структурная ось Альпийской системы представлена массивами Меркантура, Белледонны, Монблана и Аара. Эти массивы (рис. V-14) также имеют крутое, почти вертикальное расланцевание.

Следовательно, внутреннее строение типичных складчатых областей коренным образом противоречит представлениям о ведущей роли гравитационного скольжения в образовании геосинклинальной складчатости. Как будет показано ниже, этот вывод отнюдь не исключает довольно многочисленных случаев действительного образования гравитационной складчатости по периферии поднятий при большой интенсивности роста складчатого сооружения в вертикальном направлении. Материал сильно вытянувшихся вверх складок на определенном этапе действительно начинает расползаться в стороны и дает местные явления гравитационной складчатости. Именно эти вторичные, шарриажированные (покровные) складки затемняют первичную складчатую структуру Альп.

Все аргументы, которые выдвигаются против гипотез о ведущей роли гравитационного складкообразования, в полной мере сохраняют свою силу против гипотез о ведущей роли вертикально ориентированных тектонических сил в процессах складкообразования.

В последнее время В. В. Белоусов (1947 в, 1948, 1949 а) выдвигает в качестве одного из главных аргументов наблюдения над явлениями пластового (параллельного слоям) течения материала. Такие явления действительно широко развиты в складчатых осадочных толщах. Именно таким образом формируется дисгармоничная и некоторые другие типы складчатости, которые были подробно рассмотрены в предыдущей главе. Однако послойное течение материала горных пород представляет явление местного разложения движений, возникающих во время деформации в резко гетерогенной среде слоистых пород и не указывает прямым образом на генеральное направление тектонических сил, вызывающих складкообразование.

Несравнимо большую независимость от местных условий и различий в физико-механических свойствах отдельных слоев и свит горных пород проявляет уже упоминавшийся кливаж течения, который развивается во всех областях геосинклинальной складчатости, когда интенсивность последней достигает большой величины. Плоскости кливажа течения есть не

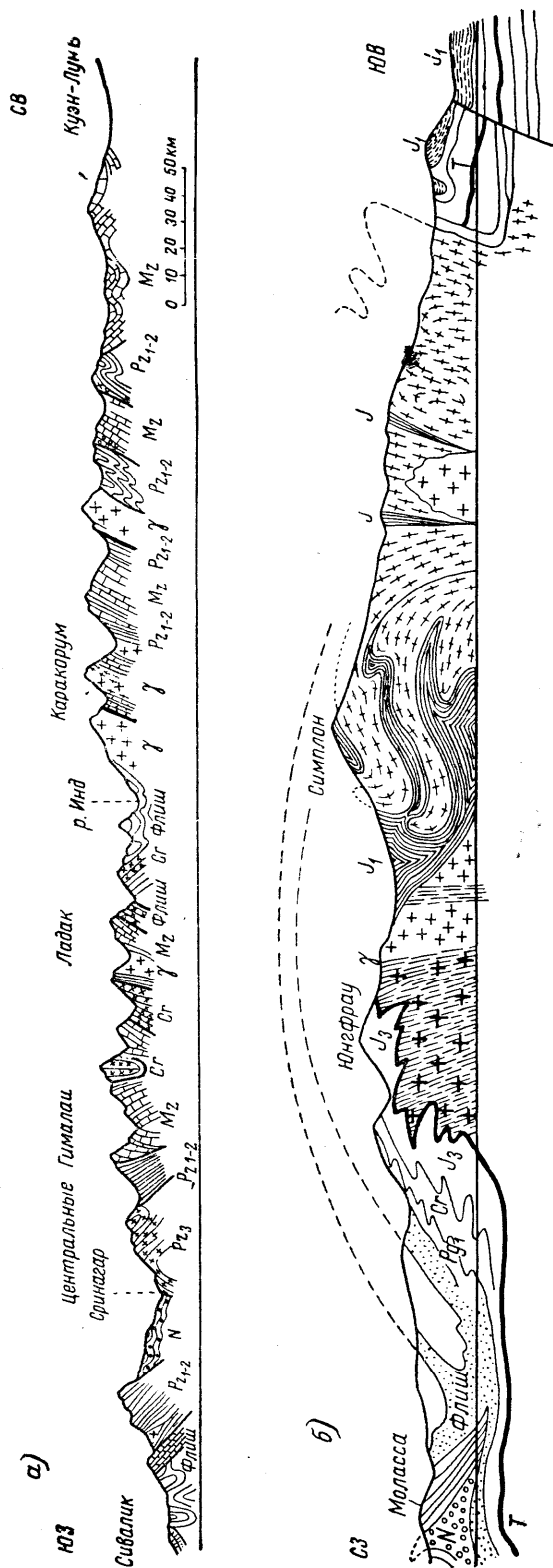


Рис. V-13. Характерные разрезы третичных складчатых сооружений  
 а) профиль через Гималаи (по Г. Терра); б) профиль через Западные Альпы (по А. Гейму с прибавлением других данных)

что иное, как плоскости ламинарного скольжения при течении твердого материала. Ниже, в главе VI, будет показано, что плоскости кливажа течения располагаются перпендикулярно или почти перпендикулярно к наибольшему сжимающему напряжению, деформирующему горные породы, т. е. перпендикулярно главной оси деформации *С*. В пользу тех же представлений свидетельствует описанное выше удлинение, в обычном случае вверх, ядер и отпечатков ископаемых животных и растений, галек конгломератов вдоль поверхностей кливажа течения.

Характерное для центральных частей геосинклинальных складчатых сооружений вертикальное и крутоставленное положение осевых пло-

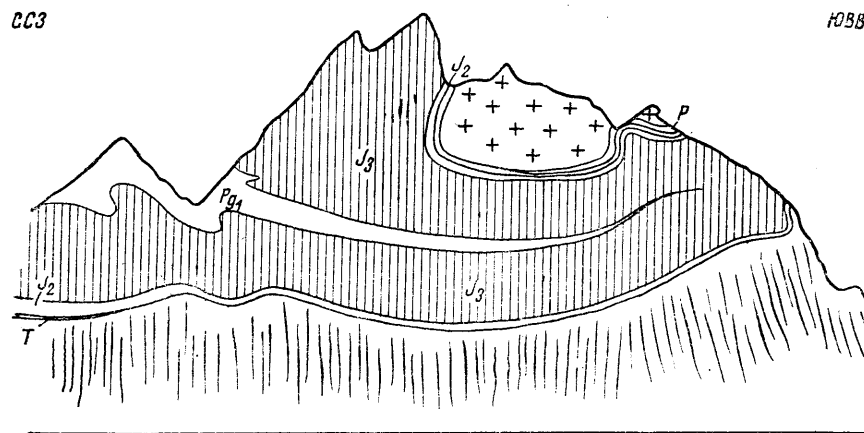


Рис. V-14. Профиль через Большой Виндгелл в Западных Альпах (по А. Гейму)

скостей складок и кливажа течения совершенно несовместимо с гипотезой о ведущей роли радиальных тектонических сил. Ведь если бы существенную роль играло послынное горизонтальное пластическое течение вещества горных пород под действием вертикального раздавливания, кливаж течения в осевых частях горных сооружений должен был бы быть горизонтальным или полого наклонным, как показано на схеме В. В. Белоусова (1949 а, стр. 24; см. также рис. V-2) и чего на самом деле в природе не наблюдается, за исключением частных случаев.

Отметим, что по краям осевых тектонических зон альпийских складчатых сооружений и в некоторых межгорных впадинах известны участки с полого залегающим кливажем течения. Но во всех случаях при детальном изучении оказывается, что эти участки с пологим кливажем и опрокинутыми, полого лежащими складками представляют местные проявления гравитационного складкообразования по периферии настоящих складчатых поднятий.

Поскольку удлинение материала происходит вверх, мы можем сделать заключение, что при образовании геосинклинальной складчатости главная длинная ось деформации *А* располагается, грубо говоря, вертикально, главная короткая ось деформации *С* располагается перпендикулярно к плоскостям кливажа, т. е. горизонтально и вкрест простирания складчатой зоны и, наконец, главная средняя ось деформации *В* располагается горизонтально, по простиранию складчатой зоны. Такая ориентировка уже была описана в предыдущей, IV главе, но там мы еще не располагали доказательствами, которые привели здесь.

Из рассмотренных фактов вытекает вывод, что при складкообразовании главное значение имеют не гравитационное течение и не послойные движения, а удлинение материала вверх, в направлении, параллельном осевым плоскостям складок. На примере деформации неслоистого кристаллического фундамента на Кавказе нами было показано (1941, 1951), что характерная геосинклинальная складчатость может образоваться не только в слоистых, но и массивных породах. К этому же выводу приходит

и П. Н. Кропоткин, утверждая, что «в своей основе, возникновение складчатости не связано со слоистостью» (1950 в., стр. 35).

Еще один аргумент в пользу представлений о формировании складчатости в условиях тангенциального сжатия приведен П. Н. Кропоткиным (1950 б). Рассматривая обычное в геосинклинальных складчатых областях нагнетание наиболее пластичного материала в шарниры складок, приводящее к образованию подобной складчатости (рис. V-15), он совершенно справедливо указывает, что непропорциональное увеличение мощности пластичных слоев в замках складок может возникнуть только в том случае, если нормальная к поверхности пластичного слоя деформирующая сила на крыльях ( $f_1$ ) оказывается значительно больше, чем деформирующая сила в замковых частях складки ( $f_2$ ). Следовательно, вертикально направленная сила никак не может быть ведущей при образовании региональных поясов складок.

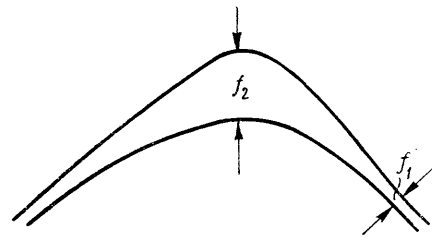


Рис. V-15. Соотношение между напряжениями, вызванными складкообразующей деформирующей силой. Очевидно,  $f_1 > f_2$

ливно указывает, что непропорциональное увеличение мощности пластичных слоев в замках складок может возникнуть только в том случае, если нормальная к поверхности пластичного слоя деформирующая сила на крыльях ( $f_1$ ) оказывается значительно больше, чем деформирующая сила в замковых частях складки ( $f_2$ ). Следовательно, вертикально направленная сила никак не может быть ведущей при образовании региональных поясов складок.

#### ГЕНЕЗИС КУПОЛОВИДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В СВЯЗИ С ТАНГЕНЦИАЛЬНЫМ СЖАТИЕМ

Особенно часто сторонники исключительной роли вертикально направленных сил в формировании структур земной коры ссылаются на куполовидную и платформенную<sup>1</sup> складчатость, образование которой якобы необъяснимо с позиций признания ведущей роли тангенциального сжатия (Белоусов, 1939).

Образование куполов, видимо, действительно имеет причиной движение сравнительно более пластичных пород вдоль ослабленных зон по направлению вверх. Согласно С. Ф. Федорову (1939 а), куполовидные складки не отделимы от диапиров. Можно предполагать, что каждая куполовидная складка образовалась путем протыкающего или хотя бы приподнимающего действия пластичных пород, движущихся снизу.

Действительно, обычные изометричные в плане формы куполовидных и платформенных складок, ядра протыкания в центральной части куполовидных складок отчетливо указывают на вертикальную ориентировку главных сил, образовавших эту складчатость. Но здесь мы наблюдаем проявления процессов в особых механических условиях и в верхних этажах земной коры. Более глубоко скрытые главные причины требуют объяснения.

<sup>1</sup> В этом разделе имеются в виду только те платформенные складки, которые генетически не отделимы от куполовидных складок периферии складчатых поясов.

Существует много гипотез о механизме образования куполовидной и платформенной складчатости. Генезис некоторых видов платформенной складчатости связывают не с тектоническими процессами, а с пассивным облеканием осадками неровностей древнего рельефа (Мазарович, 1921; Дэн, 1932) или с неравномерным уплотнением осадков над возвышенностями древнего рельефа (Ати, 1930; Блеквельдер, 1920; Монетт, 1922; Невин и Шеррил 1929; Прево, 1930) и, наконец, с неравномерным уплотнением первоначально горизонтально залегающих осадков. Последнее может произойти потому, что илы, которые в момент отложения имеют пористость около 70 и даже 90 % и, соответственно, большую влажность, слеживаясь уплотняются и превращаются в глины с пористостью менее 30 %, теряя при этом значительную часть своей естественной влажности. Наоборот, пески и известковые отложения (кроме известковых илов) уплотняются в ничтожной мере (Хедберг, 1926). Если в осадочной толще имеются линзы песков или известняков среди глинистых осадков, эти линзы могут дать начало антиклинальным выступам.

Эти представления рассматриваются и справедливо критикуются В. В. Белоусовым (1945 б), который указывает, что явления неравномерного уплотнения осадков могут привести к образованию лишь наиболее пологих складок, скажем, типа некоторых складок Волго-Уральской области. Но работами советских геологов установлено, что большинство пологих складок также очень тесно связано со складками несомненно тектонического происхождения, отличающимися значительной амплитудой и крутыми углами наклона крыльев. Они образуют с последними единые структурные комплексы и имеют с ними одинаковый возраст. Кроме того, в такой характерной области развития платформенной складчатости, как Волго-Уральская, породы, участвующие в складчатости, широко представлены известняками и доломитами, мало подверженными уплотнению. Следовательно, гипотезы пассивного облекания древнего рельефа и неравномерного уплотнения осадков непригодны в качестве универсальных для объяснения генезиса всех форм пологой платформенной складчатости и могут найти применение, может быть, только в некоторых частных случаях.

Группа гипотез рассматривает образование куполовидных и особенно диапировых структур как результат различной статической нагрузки вышележащих пород, что якобы приводит к выдавливанию весьма пластичных пород (главным образом соли) в участках с меньшей нагрузкой. В качестве аргумента в пользу этой точки зрения приводятся хорошо изученные условия залегания каменной соли в средней Германии. Верхнепермские, цехштейновые соленосные отложения в Тюрингии перекрыты триасом (пестрый песчаник и известняки) и более молодыми породами мощностью не более 1000—2000 м. В более северных районах, в Ганновере выше триаса имеются также юра, мел и третичные общей мощностью 3300 м. В Тюрингии соляные купола не образуются и соль залегает в форме сплошного пласта. В Ганновере соль образует крупные штоки в ядрах куполовидных структур. Подъем соли и протыкающее ее действие на породы верхних горизонтов прямо связывается с большим весом мощной перекрывающей толщи пород. Там же, где мощность вышележащего покрова незначительна, раздавливание пластов пластичных пород и их течение вдоль ослабленных зон вверх невозможны. (Сб. Совр. полож. вопроса о соляных куполах, 1933).

Эти гипотезы были дополнены Ю. А. Косыгиным (1945, 1950) и Л. Нетльтоном (1943), которые в качестве существенного фактора, воздействующего на процесс выдавливания каменной соли, считают ее пониженный удельный вес сравнительно с весом окружающих пород.

Нам представляется, что гипотезы, привлекающие для объяснения образования куполов действие статической нагрузки вышележащих толщ, содержат рациональное зерно, но рассматривают явления в положении, перевернутом с ног на голову, что вызывает смешение причин со следствиями.

Местные изменения статической нагрузки вышележащих пород не могут вызывать образование куполовидной складчатости. Очевидно, действием статической нагрузки невозможно объяснить, почему куполовидная складчатость интенсивно формируется в одни эпохи и рост ее практически прекращается в другие эпохи. Представления некоторых геологов о непрерывном росте соляных куполов многими исследователями не признаются. Гипотеза Ю. А. Косыгина, правильно отражая роль некоторых факторов, влияющих на поднятие штоков соли, также не вскрывает основных причин образования куполовидных складок, потому что в ядрах последних каменная соль встречается далеко не всегда.

Рассмотрим представляющуюся более вероятной гипотезу о происхождении куполовидной складчатости, причем оговоримся, что она относится к типичной куполовидной складчатости в областях достаточно мощных толщ слабометаморфизованных осадочных пород, где нет неглубоко залегающих жестких пород. Настоящая оговорка необходима потому, что в районах неглубокого залегания жестких пород структурные поднятия, близкие по форме к куполовидной складчатости, могут быть вызваны движениями блоков жестких пород по разломам.

Наиболее вероятно, что главной причиной образования куполовидных складок является тангенциальное сжатие. Нельзя сомневаться, что наряду с ростом складок коры в подвижных зонах, небольшое коробление глубоко погребенного фундамента, составленного консолидированными породами, должно происходить и в предгорных и межгорных впадинах, где обычно развиты куполовидные складки. Если при этом плащ вышележащих неконсолидированных пород невелик (в случае с солью для Тюрингии — 1000 м), т. е. вышележащие породы имеют недостаточную мощность, никакого раздавливания слоев наиболее пластичных пород не произойдет, куполовидной складчатости не образуется. В тех же случаях, когда покров неконсолидированных пород достаточно мощен и, следовательно, тяжел, коробление поверхности пород фундамента неизбежно должно вызвать раздавливание пластичных пород и рост куполовидных складок. Такое предположение хорошо согласуется с известным фактом, что максимальный рост куполовидных складок совпадает по времени с главными орогеническими фазами, хотя это совпадение маскируется медленным пластическим течением раздавливаемых пород и в связи с этим значительно большей продолжительностью процесса куполообразования<sup>1</sup>.

В заключение подчеркнем, что единство исходных, глубоко действующих причин, вызывающих образование геосинклинальной и куполовидной складчатости, вполне подтверждается существованием переходных типов складчатости. Например, линейные, геосинклинального типа складки осевой части юго-восточного Кавказа переходят в линейные и гребневидные складки третичных предгорий, а эти последние — в брахиантиклинали, купола и мульды южного Кобыстана и Апшеронского полуострова (Хаин, 1950 а). Закономерная вытянутость некоторых си-

<sup>1</sup> Отметим, что этот взгляд на образование диапировых складок, развиваемый нами в лекциях по структурной геологии с 1946 г., повидному, совпадает с представлениями В. Я. Аврова (1948), которые разработаны им независимо и не были нам известны ранее.

стем куполовидных складок указывает, что тангенциальные сжимающие силы играли известную, хотя и подчиненную, роль также и в верхнем структурном этаже.

#### ВЫВОДЫ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДКОВ КОРЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Синтезируя изложенные выше факты и соображения, приходим к следующим выводам.

1. Складкообразование представляет пластическую деформацию пород слоистых или массивных, осуществляемую в обстановке значительного тангенциального сжатия.

2. Главное направление движения вещества при складкообразовании ориентировано вертикально, в связи с чем складчатость сопровождается общим поднятием сминаемого участка земной коры (горообразованием).

3. Складкообразование геосинклинального типа в слоистых породах часто сопровождается некоторым межслоевым проскальзыванием и внутрислоевым перераспределением материала, с нагнетанием наиболее пластичных масс в шарниры складок и уменьшением мощности слоев, сложенных наиболее пластичными породами, на крыльях складок.

4. Некоторые наиболее жесткие породы в существующей обстановке сильного тангенциального сжатия изгибаются более или менее самостоятельно, т. е. способны к местной, в пределах ограниченных участков, передаче тангенциальных напряжений и перераспределению этих напряжений, в связи с чем в шарнирах антиклинальных складок могут образоваться зоны пониженных напряжений и пустоты.

5. Термальный режим и связанные с его развитием изменения плотностей и объемов пород в глубинах играют роль в образовании складчатости, судя по характеру деформации кристаллического фундамента и повышенному потоку тепла в складчатых поясах.

6. Ниже будет показано, что складчатые зоны совпадают с зонами глубинных разломов, являющихся наиболее глубокими нарушениями земной коры. Отсюда, естественно, предположение, что складкообразование осуществляется в связи с глубинным пластическим течением вещества вверх, вдоль разломов глубокого заложения, в эпохи усиления тангенциальных напряжений в земной коре. Таким образом, как отмечает П. Н. Кропоткин (1950 б), складчатость в своей основе имеет очень глубокое заложение, следствием чего является малое горизонтальное сокращение коры при складчатости.

К сожалению, тут мы вступаем в область вопросов еще недостаточно изученных. Остается неясным, почему параллельно с линейно-вытянутыми складчатыми поднятиями в земной коре формируются столь же большие линейно-вытянутые опускания, причем образование тех и других, повидному, происходит одновременно. Удовлетворительно объяснить эту особенность пока не удается.

7. Наиболее труднообъяснимой особенностью складчатых комплексов является правильная повторяемость в пространстве антиклиналей и синклиналей. С одной стороны, выяснилась несостоятельность старых представлений об упругом изгибании слоев под действием тангенциальных сил. С другой стороны, попытки привлечь к объяснению генезиса складок волновые гипотезы, выдвинутые С. Тромпом (1939) и В. Н. Даниловичем (1953 а, б), и гипотезы раздавливания, выдвинутые В. В. Белоусовым, также не нашли признания. Видимо, при типичном геосинклинальном складкообразовании, в основе своей являющемся сколовым, имеет место

взаимодействие по крайней мере двух факторов — общего тангенциального сжатия в земной коре и вертикально ориентированных сил, вызванных напором восходящих потоков пластического вещества, движущихся с различной скоростью. При этом, как показывают все анализировавшиеся выше факты, ведущая роль принадлежит силам тангенциального сжатия.

## ПОНЯТИЕ ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

### ФАЗЫ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Вопрос о месте процессов складкообразования в геологической истории Земли представляет одну из центральных проблем в геотектонике, которой посвящена громадная литература. В структурной геологии может быть дана только краткая справка по этому вопросу. Среди советских геологов, которые уделяли в последние годы особенно большое внимание всей проблеме складчатости, существуют два взгляда.

Н. М. Страхов (1948), В. В. Белоусов (1948), М. И. Варенцов, А. Д. Ершов, В. Е. Хаин (1950 б) полагают, что характерная геосинклинальная складчатость регионального распространения образуется в сравнительно короткие промежутки времени, в связи с интенсивными тектоническими движениями. Процессы складкообразования развиваются не беспорядочно, проявляясь в основном в конце длительного отрезка времени, который можно назвать тектонической эпохой.

Крупнейшими известными эпохами с начала палеозоя являются — каледонская, охватывающая нижний палеозой, до конца верхнего силура (готландия), и нижний девон; герцинская (или варисская, вариссийская) — с верхнего девона до конца перми или начала триаса; кимерийская — с начала триаса и в юре, по другой терминологии — тихоокеанская — в мезозое до начала третичного времени, альпийская — с триаса или, по другим представлениям, — с мела по современную эпоху.

В первой, наиболее продолжительной, части каждой тектонической эпохи преобладают слабые движения. В некоторых областях эти движения, главным образом отрицательного знака, с погружением основания геосинклинальных поясов и накоплением мощных осадочных и эффузивных толщ. В других, менее подвижных областях, погружения не развиваются. Небольшие усиления тектонических движений могут вызывать местные явления складкообразования, не меняющие, в существе, почти согласного залегания осадочно-эффузивных толщ. Только в узких полосах разломов глубокого заложения возникают отчетливые несогласия. Во второй части тектонической эпохи наступает резкое усиление тектонической деятельности, с многочисленными, очень интенсивными фазами деформации горных пород, разделенными относительно спокойными промежутками времени.

Можно отметить, что настоящая геосинклинальная складчатость образуется только раз в каждой тектонической зоне (поясе) в течение тектонической эпохи. Между тем интенсивные фазы тектонических движений обычно повторяются несколько раз. Причина приуроченности главной складчатости данной зоны к одной фазе заключается в том, что после главного этапа складкообразования дальнейшее смятие пород в складки сравнительно небольшого радиуса затруднено. Известно, что складко-

образование геосинклинального типа происходит в породах, обладающих определенной пластичностью, на определенной глубине, при определенной скорости деформации. Поскольку, после главной фазы складкообразования эти условия изменяются, в последующие тектонические фазы будут преобладать изгибы большого радиуса и деформации по разрывам. Вместо складок малого радиуса образуются только складки коры и многочисленные взбросы, расчленяющие складчатую страну на отдельные блоки. Именно поэтому альпинотипные и тьяншанетипные формы так смешаны между собой в одних и тех же областях.

Совсем иначе обстоит дело со складками куполовидными, развивающимися в периферических зонах геосинклиналей. Во-первых, эти складки и в первую крупную тектоническую фазу растут гораздо медленнее, так как связаны с протыкающим и поднимающим действием текучих, пластических масс, которые передают на большое расстояние (для чего нужно соответственно большее время) сравнительно малые напряжения фундамента, подстилающего предгорные и межгорные прогибы.

Во-вторых, куполовидные складки продолжают расти во время следующих крупных и средних тектонических фаз, когда формирование типичной геосинклинальной складчатости уже невозможно по механическим причинам и происходит только образование складок коры большого радиуса. В межгорных и предгорных прогибах выжимание вверх пластичных пород при короблении глубоко погребенного фундамента может возобновляться и продолжаться большое количество раз, пока не будут исчерпаны возможности пластического перераспределения материала пород передовых прогибов. Вот почему куполовидные складки действительно растут очень длительное время, иногда в течение всей второй части тектонической эпохи. С другой стороны, из всего сказанного следует, что крупные тектонические фазы во второй части тектонической эпохи значительно более многочисленны, чем можно представить себе на основании изучения возраста геосинклинальной складчатости в данном районе. Таким образом, тектонически активная вторая часть тектонической эпохи гораздо длительнее, чем считают некоторые геологи, и составлена не одной, а многими крупными и крупнейшими тектоническими фазами.

Исследователи, считающие необходимым выделение фаз складчатости при анализе геологической истории, в большей или меньшей мере признают одно и то же существование большого разнообразия взглядов. Немецкий геолог Г. Штилле (1924; см. также Страхов, 1932) на основании сводки обширных материалов выделил более 40 фаз складчатости, дал им наименования и указал возраст, поместив их между определенными веками, эпохами или периодами геологической истории.

Часть геологов, наблюдая в районах своих работ несогласия между толщами, пользовалась списком фаз (канон) Штилле как шкалой геологического времени.

Без достаточных оснований стали приписывать обнаруженным тектоническим фазам тот возраст, который ближе соответствовал канону Штилле. Особенно часто такой прием использовался в тех случаях, когда из-за отсутствия палеонтологических данных возраст толщ, разделенных несогласием, не был точно известен или возрастной перерыв между толщами был очень большим. Тем самым признавалось, что каждая тектоническая фаза происходила одновременно на всей поверхности Земли, и в геологию вводилась вторая шкала измерения геологического времени, основанная на представлениях об универсальном распространении тектонических фаз.



Н. С. Шатский, А. П. Герасимов, Д. В. Наливкин, С. С. Шульц, В. И. Попов, М. И. Варенцов, В. В. Вебер, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и многие другие исследователи показали ошибочность такого приема. При исследованиях на Кавказе, в Тянь-Шане и других областях было открыто множество новых тектонических фаз, происходивших в другое время. Было установлено, что многие тектонические фазы имеют чисто местное значение и совершенно не проявляются в других областях. Поэтому использование списка фаз Штилле как шкалы геологического времени очень опасно и неоднократно приводило к грубым ошибкам.

Некоторые геологи, в общем признавая фазы складчатости как проявления особенного ускорения тектонических процессов, подчеркивают непрерывность складкообразования, которое, по мнению этих ученых, происходит в общем одновременно с процессами осадконакопления. Такие представления разрабатываются Н. С. Шатским, Д. В. Наливкиным, М. В. Муратовым, А. А. Богдановым и рядом других геологов. Главные аргументы в пользу длительности складкообразования доставляются детальным изучением складок, распределением мощностей и фаций отложений в сводах и на крыльях складок. Если мощность отложений в своде складки меньше, чем на крыльях и, что особенно показательное, фациальный состав пород в своде отличается от состава пород на крыльях, это обстоятельство доказывает, что складка была выражена в рельефе области осадконакопления. В тех случаях, когда такие соотношения характерны для многих слоев в мощном разрезе пород, составляющих складку, это значит, что складка росла длительно, одновременно с осадконакоплением.

Наиболее отчетливые доказательства роста складчатости в процессе осадконакопления на протяжении почти всего третичного периода в юго-восточном Кобыстане, на Кавказе приведены недавно Шатским (1951 в). Во многих работах советских и зарубежных геологов (Херасков, 1948; Шульц, 1948, стр. 170; Шатский, 1924, 1937 а, стр. 546; Бертлинг, 1927; Маковей, 1927, стр. 125; Невский, 1949 а, б; Иванов Б. А., 1950) также указаны разнообразные примеры изменения мощности слоев и, в некоторых случаях, фациального состава пород в замках и на крыльях складок.

Однако, во-первых, часть описанных случаев может вызывать сомнения, особенно тогда, когда уменьшение мощности слоев в куполах складок не сопровождается отчетливым изменением состава пород. В таких случаях приходится считаться с возможностью позднейшего, механического уменьшения мощности слоев, при протыкающем действии диапирового ядра, поднимающегося вверх и деформирующего вышележащие слои.

Второе, важное обстоятельство, заставляющее не торопиться с категорическими, крайними выводами, заключается в том, что главная масса установленных фактов длительного формирования складчатости относится к районам развития складчатости в передовых и межгорных прогибах. В областях проявления типичной геосинклинальной складчатости редко удается наблюдать закономерные изменения мощностей и фаций осадочных пород в связи с формами складчатых структур. Чаще такая связь не устанавливается или даже, наоборот, отчетливо проявляется полная независимость изменений мощностей и фаций пород от морфологии складок (Голубятников, 1927; Бубнов, 1935, стр. 302; Ашауэр и Тейхмюллер, 1935; Фриман, 1951).

Между тем исследователи, придающие большое значение процессам длительного складкообразования высказывают некоторые крайние взгляды. Д. В. Наливкин (1936) и другие ученые, находящиеся на таких

же позициях, считают, что в связи с длительностью складкообразования метод определения возраста фаз складчатости по возрасту перерыва между несогласно залегающими толщами ставится под сомнение. Действительно, обращаясь к рис. V-16, легко понять, что в промежуток времени между моментом перерыва в осадконакоплении (рис. V-16 а, б) и последующим перекрытием древней толщи молодыми слоями (рис. V-16 в), складкообразование могло происходить, но могло и не происходить. Все главные складчатые формы могли быть образованы задолго до перерыва,

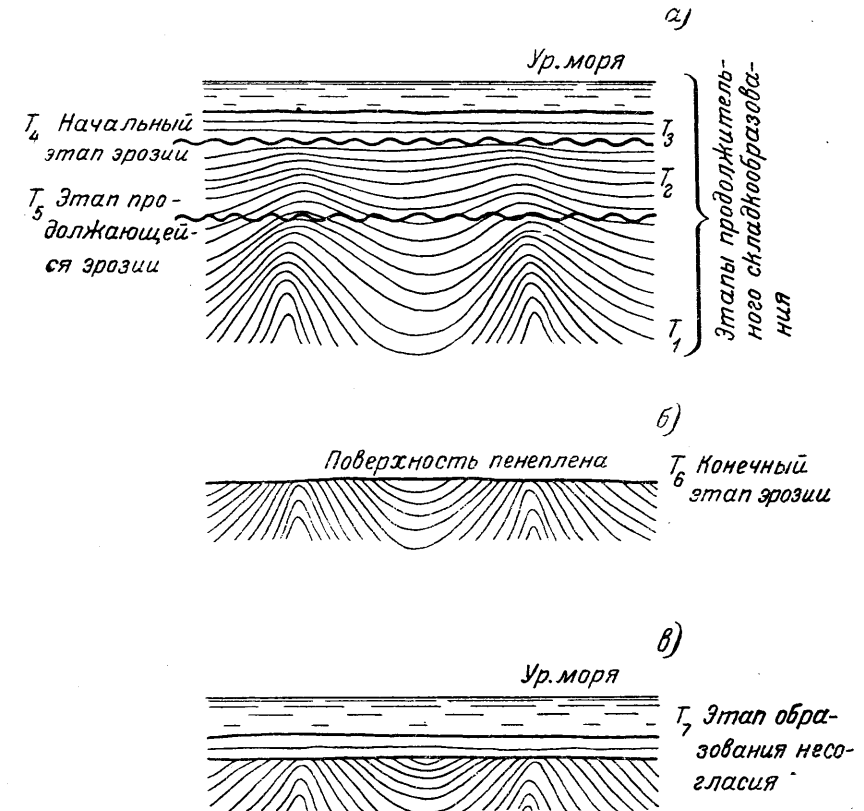


Рис. V-16. Схема складчатой структуры, формирующейся длительно, одновременно с накоплением осадков

в длительный период времени отложения древней толщи (рис. V-16 а). Отсюда вывод, что возраст перерыва и образования поверхности несогласия между двумя толщами может совершенно несоответствовать возрасту складчатости. Отсюда и второй вывод, что представления о сравнительно скоротечных, особенно интенсивных фазах складчатости, коренным образом перестраивавших структуру земной коры, не доказаны.

Н. С. Шатский, придавая большое значение процессам длительного складкообразования, как нам представляется, не поддерживает вышеприведенных крайних выводов сторонников длительного складкообразования. Он следующим образом формулирует свои взгляды на этот вопрос. «Складкообразование — процесс изменчивый не только в течение одной фазы, его изменчивость зависит в огромной степени и от места, т. е. от геологического строения сминаемого в складки участка земной коры и от положения в общем процессе развития данной складчатой зоны. Так,

весьма возможно, что особенно длительные складкообразовательные фазы приурочиваются к эпохам так называемого замыкания геосинклинальных областей, перед превращением их в платформы» (1951 а). Далее, он пишет: «...фазой складкообразования мы называем то время неравномерных складкообразовательных движений, которые приводят к скачкообразному изменению общего плана структуры данного участка земной коры. В течение фазы складки усложняются, их крылья становятся все круче и круче, развиваются вторичные деформации, усложняющие их надвиги, квиваж и т. д., но общий план складчатости остается одним и тем же, т. е. сохраняются те же основные антиклинали и синклинали, сохраняются те же основные соотношения между ними. Длительное нарастание интенсивности складчатости приводит к быстрому качественному изменению структуры; в последующее время складкообразование либо прекращается, и длительное время здесь отлагаются почти горизонтально лежащие осадки, обычно резко отличные от тех, которые отлагались в период складкообразования, либо складкообразование продолжается, но по иному, новому плану, с иной формой и иным расположением образующихся складок — это новая фаза складкообразования. Таким образом, характерными в развитии складчатости являются качественные изменения структуры, скачки в ее развитии. Они вызываются всем предшествующим складкообразованием, его усложнением, а не какими-то гипотетическими особыми «тектоническими актами» или моментами какой-то особенно интенсивной, катастрофической активности» (1951 в).

Означает ли это определение складкообразовательных фаз, что Н. С. Шатский не признает значительного увеличения интенсивности тектонических процессов в определенные моменты истории Земли? Повидимому, нет, ибо несколько далее в этой же работе он делает следующее, очень важное указание: «Но и в этой общей непрерывности есть своя неравномерность, общее количество деформируемых масс в каждый геологический момент изменяется, но как, в какие периоды, мы еще не знаем».

Подведем некоторые итоги. Нам представляется, что при установлении понятия о фазах складчатости критика Шатским и многими другими советскими геологами схемы Г. Штилле, его списка орогенических фаз сыграла важную положительную роль. При этом была показана сложность складкообразовательных процессов, их многообразие, пространственная неравномерность.

Однако означает ли этот вывод, что фазы складчатости беспорядочно разбросаны в истории геологического развития земной коры и нет никакой закономерности в проявлениях тектонической жизни Земли? На этот вопрос не могут дать ответ длинные списки тектонических фаз, обнаруженных в разных областях земного шара, и простые сопоставления их возраста, потому что эти данные, как бы полны они ни были, не вскрывают сущности тектонических явлений, их масштаба и качественных особенностей. В настоящее время Н. С. Шатским, Н. М. Страховым и многими другими геологами разрабатывается новый, многообещающий метод решения этого, одного из коренных вопросов геотектоники, имеющий в своей основе учение о формациях. Крупнейшие горообразовательные тектонические движения, которые, как было установлено выше, вызываются складкообразующими тектоническими силами, находят выражение в образовании специфических формаций горных пород. Особенно характерны молассовые формации, образование которых одновременно с процессами самого интенсивного горообразования.

Анализируя распространение и возраст молассовых формаций в отложениях земной коры, приходится признать, что главные орогенические

эпохи в геологической истории Земли действительно были близко одновременными для всей Земли или для огромных ее частей (например, для Тетиса или Тихоокеанского пояса). Конечно, этот вывод не имеет ничего общего с представлениями об универсальности и повсеместном распространении отдельных орогенических фаз Г. Штилле. Он предсказывался на основании весьма несовершенных и недостаточных данных еще очень давно, с середины XIX в., и в той или иной мере, с большими или меньшими оговорками признавался нашими крупнейшими учеными — А. П. Карпинским, А. П. Павловым, А. Д. Архангельским, В. А. Обручевым. Очевидно, противоположная позиция приводит к осреднению и обезличиванию всего исторического процесса тектонического развития Земли.

## О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Один из главных выводов, вытекающих из предшествующего изложения, заключается в том, что механические способы (динамические и кинематические) образования складок чрезвычайно разнообразны. Если прибавить к этому, что в разных тектонических зонах образуются только определенные типы складок, картина станет еще сложнее.

Следовательно, в настоящее время уже нельзя говорить о происхождении складчатости вообще, а всегда необходимо отчетливо представлять себе, о происхождении и особенностях какого конкретного типа складчатости идет речь. Отсюда вытекает необходимость создания генетической классификации складчатых структур для рационального изучения разнообразных форм складок.

Общепринятая генетическая классификация складок еще отсутствует. Старые классификации, восходящие к концу XIX в. и повторяемые даже в новейших книгах по структурной геологии в Америке и Англии, в значительной части основываются на устаревших представлениях. В связи с этим разделы известных книг К. Нивена, Ч. Лизса и М. Биллингса, относящиеся к складчатости, не удовлетворяют современным требованиям. Классификации В. В. Белоусова и его последователей, в которых, с нашей точки зрения, неверно освещается динамическая обстановка формирования наиболее распространенных типов складчатости, также не могут быть использованы.

Это вызвало необходимость разработать схему генетической классификации складок заново и, хотя в ней развиваются многие достаточно общеизвестные представления, ее надо рассматривать как первоначальную, вероятно, несовершенную попытку.

В основу схемы генетической классификации складок (табл. 4) положено разделение складчатых структур по следующим признакам:

1. Динамика образования складок. Выделяются два главных способа складкообразования и соответствующие им два главных класса складчатости: А. Складкообразование в связи с генеральной обстановкой тангенциального сжатия в земной коре. Б. Складкообразование в связи с генеральной обстановкой тангенциального растяжения на значительных участках земной коры.

2. Кинематика образования складок. Выделяются складки скальвания, изгиба, пластического течения. В связи с кинематикой складкообразования рассматриваются главные морфологические особенности складок и, в частности, сохранение или изменение мощности слоев пород

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДЧАТОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

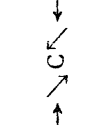



Тектонические зоны Порядок складок	Платформы	Краевые и межгорные прогибы горных сооружений геосинклиналей и возрожденных подвижных зон	Геосинклинальные области			Горные сооружения возрожденных подвижных зон
			геосинклинальные трюги (флишевые трюги)	геоантиклинальные зоны	зоны тектонических пород глубинных разломов (зоны смятия)	
<b>А. Складки, образованные в связи с тангенциальным сжатием земной коры</b>						
I. Региональные структурные формы	ВАЛЫ И ДЕПРЕССИИ	ПЕРЕМЫЧКИ И ДЕПРЕССИИ	СКЛАДКИ КОРЫ			СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА
II. Структурные формы первого и более высоких порядков	ПЛАКАНТИКЛИНАЛИ, коробчатые складки, структурные носы, структурные уступы и террасы	—	СКЛАДКИ СКАЛЫВАНИЯ			—
			Подобная складчатость первого вида			
			местная изоклиальная складчатость	изоклиальная складчатость		
			—	СКЛАДКИ ПОСЛОЙНОГО ТЕЧЕНИЯ (параллельная складчатость второго вида)		
			ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ СКЛАДКИ ИЗГИБА с концентрическим скольжением (параллельная складчатость первого вида)			
ПОДОБНЫЕ СКЛАДКИ ИЗГИБА с концентрическим скольжением и послойным течением вещества (подобная складчатость второго вида) Складки пластического волочения						—
СКЛАДКИ СКАЛЫВАНИЯ И ИЗГИБА С КОНЦЕНТРИЧЕСКИМ СКОЛЬЖЕНИЕМ И ПОСЛОЙНЫМ ТЕЧЕНИЕМ В том числе: гребневидная складчатость, гребневидная, коробчатая, дисгармоничная складчатость, гребневидная, коробчатая Складки пластического волочения Гравитационная складчатость Сильно выражена Слабо выражена						Складки послойного и ламинарного течения вязких масс Складчатость гребневидная, сорванная с основания

Продолжение табл. 4

Тектонические зоны Порядок складок	Платформы	Краевые и межгорные прогибы горных сооружений геосинклиналей и возрожденных подвижных зон	Геосинклинальные области			Горные сооружения возрожденных подвижных зон
			геосинклинальные трюги (флишевые трюги)	геоантиклинальные зоны	зоны тектонических пород глубинных разломов (зоны смятия)	
	КУПОЛОВИДНАЯ (ДИАПИРОВАЯ) СКЛАДЧАТОСТЬ Соляная тектоника течения пластических масс					
<b>Б. Складки, образованные в связи с тангенциальным растяжением земной коры</b>						
I. Региональные структурные формы	СИНЕКЛИЗЫ		НАЛОЖЕННЫЕ БАССЕЙНЫ (МУЛЬДЫ)			
II. Структурные формы первого и более высоких порядков	СТРУКТУРНЫЕ УСТУПЫ И ТЕРРАСЫ, ПЛАКАНТИКЛИНАЛИ, структурные носы		НАЛОЖЕННЫЕ СИНКЛИНАЛИ			

## КИНЕМАТИЧЕСКАЯ И ДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ СКЛАДЧАТОСТИ

Символ динамической обстановки	Ориентировка главных осей деформации, непосредственно образующей складки	Типы и виды складок
→ С ←	Ось С деформации горизонтальна (прямое тангенциальное сжатие)	Все складки коры, горсты «псевдопластические» и обычные в нижнем структурном этапе платформ, складки скалывания (подобная складчатость первого вида, изоклиальная складчатость); часть параллельных и подобных складок изгиба с концентрическим скольжением; часть гребневидной, сорванной с основания складчатости, когда срыв связан с перемещением надвигающихся блоков, но не с гравитацией

Символ динамической обстановки	Ориентировка главных осей деформации, непосредственно образующей складки	Типы и виды складок
С.	Ось С деформации горизонтальна (вращательное тангенциальное сжатие при сдвигах)	Эшелонированные брахискладки изгиба в связи со сдвигами
	Ось С деформации наклонена в связи с пластическим течением пород между жесткими слоями (в условиях тангенциального сжатия)	Значительная часть дисгармоничной складчатости, складки пластического волочения
	Ось С деформации вертикальна (вертикальные силы, направленные вверх)	Куполовидные складки (дипиры); плакангилинали, часть структурных уступов и террас. Коробчатые складки геосинклинальных зон
	Ось С деформации вертикальна (силы гравитации, направленные вниз)	Гравитационная складчатость. Некоторая часть дисгармоничной складчатости, вызванная гравитацией
	Ось С деформации вертикальна (в условиях тангенциального растяжения, совокупно с которым действуют силы гравитации)	Синеклизы, наложенные бассейны (мульды), наложенные синклинали, часть структурных уступов и террас

при складкообразовании (разные виды параллельной, подобной и диапировой складчатости).

3. Масштабность, порядок величины складчатых структур. При рассмотрении этого признака в схематической классификации нет необходимости выделять полную гамму порядков той или иной складчатости. Мы выделили только крупнейшие складки регионального масштаба и складчатость более высоких порядков — первого и выше.

4. Положение складок в характерных геотектонических единицах (на платформах, в краевых и межгорных прогибах, в геосинклинальных областях и в поднятиях возрожденных, переработанных подвижных зон).

Необходимо отчетливо представлять себе, что всякая классификация складок представляет в значительной мере абстракцию. Весьма часто одной и той же складчатости присущи черты разных выделенных типов, потому что процесс образования складчатости сложен и многообразен. Например, в природе часто можно наблюдать, как складчатость скалывания, характеризующаяся образованием подобных складок первого вида, в определенных стратиграфических горизонтах превращается в дисгармоничную складчатость. Эта же складчатость в периферических частях поднятий иногда переходит в типичную гравитационную складчатость, причем последняя может проявляться в связи с некоторыми благоприятными особенностями литологического состава пород, в форме параллельных и подобных складок изгиба с концентрическим скольжением.

Отсюда следует вывод, что формальное «приклеивание классификационных ярлыков» при изучении и описании складок недопустимо. Только выявление роли разных процессов, формировавших складчатый комплекс, в их многообразии и взаимных связях может обеспечить успех изучения вопроса и использования полученных выводов в практической деятельности.

Описание выделенных классов, типов и видов складчатости будем вести внутри главных геотектонических подразделений: геосинклинальных областей, переработанных и возрожденных подвижных зон, краевых и межгорных прогибов и платформ. Такой порядок обзора позволяет рассматривать складчатость в естественных комплексах, свойственных основным геотектоническим единицам, хотя при этом неизбежны небольшие повторения.

## СКЛАДЧАТОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

### А. Складки, образованные в связи с тангенциальным сжатием земной коры

Самым распространенным и важным классом складчатости являются складки, возникшие в условиях тангенциального сжатия. Они подразделяются по размерам на региональные структурные формы и формы первого и более высоких порядков.

Региональные структурные формы складок, образованных в связи с тангенциальным сжатием земной коры, являются, как было установлено выше, вполне аналогичными для геосинклинальных областей и переработанных, возрожденных подвижных зон и могут быть названы складками коры (складками фундамента в переработанных, возрожденных зонах).

Складки коры впервые в 1922 г. во всем многообразии были описаны Э. Арганом (1935) в горах Средней Азии. Они представляют сравнительно пологие поднятия в форме сводов больших радиусов (рис. V-17).

В плане складки коры также велики и нередко занимают площади, измеряемые сотнями и даже тысячами квадратных километров (рис. V-18).

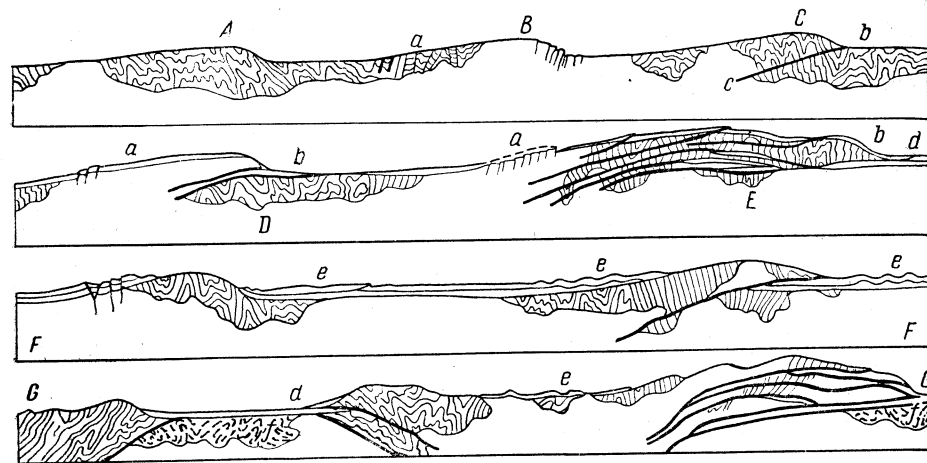


Рис. V-17. Складки коры (складки фундамента, глубинные складки) (по Э. Аргану)

A — складка фундамента (глубинная антиклиналь); B — складка фундамента с продольными разломами; C, D, E — переход складок фундамента в надвиги; a — разломы в складках фундамента; b — флексуры (первичные вали); c — начало шаррижа; d — осадочный покров складок фундамента, втянутый в шарриж; e — складки покрова; f — очень древний материал; гранитные батолиты — белые. F — F — комплекс глубинных и покровных складок; G — G — оживление складками фундамента древнейшего материала

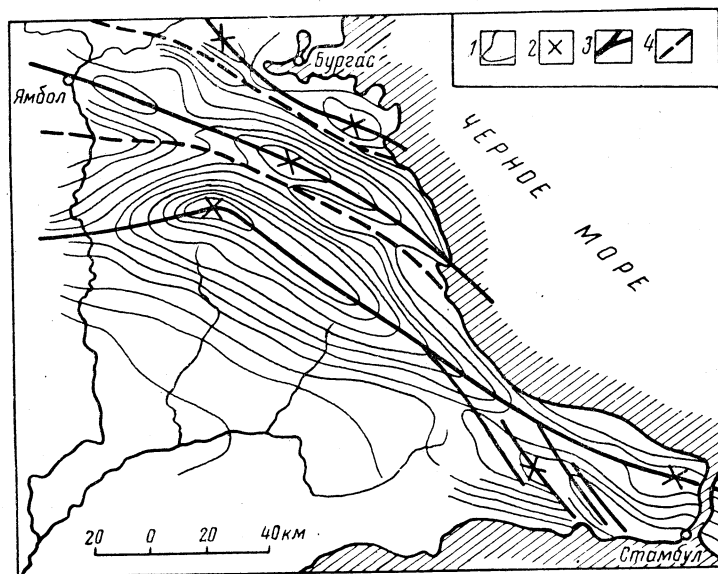
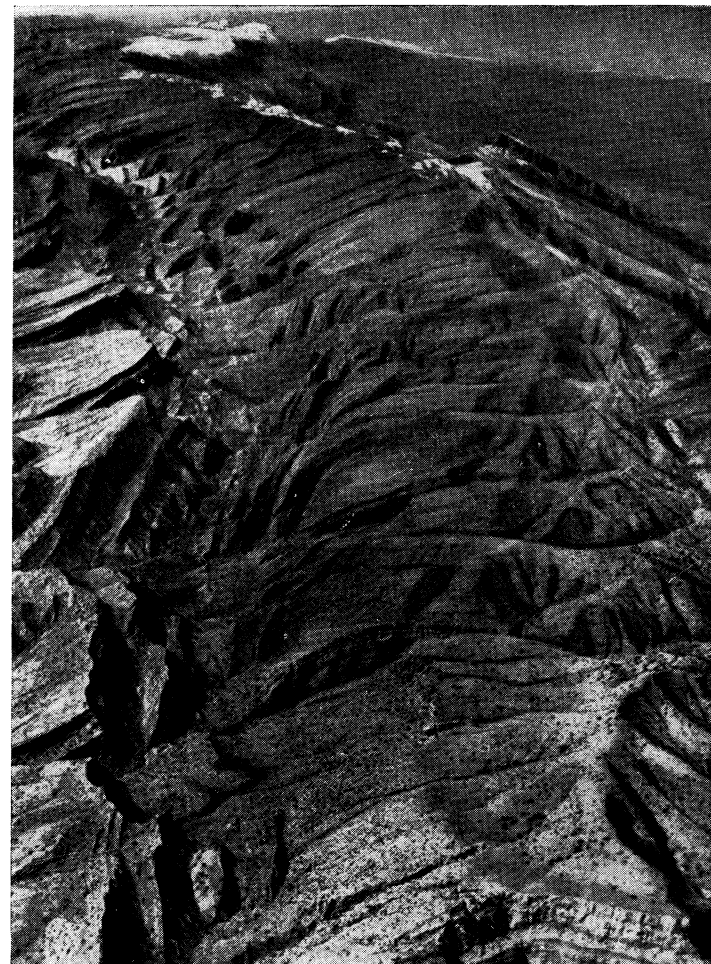


Рис. V-18. Складка коры плиоценово-плейстоценового возраста в Страндже, Балканский полуостров (по Яранову)

1 — изогипсы плиоценово-плейстоценовой поверхности выравнивания через 50 м; 2 — центры крупнейших антиклинальных куполов; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей

Эти огромные складки сложены частью кристаллическими, частью весьма уплотненными палеозойскими и более древними породами, уже испытавшими типичную геосинклинальную складчатость. Породы, сла-

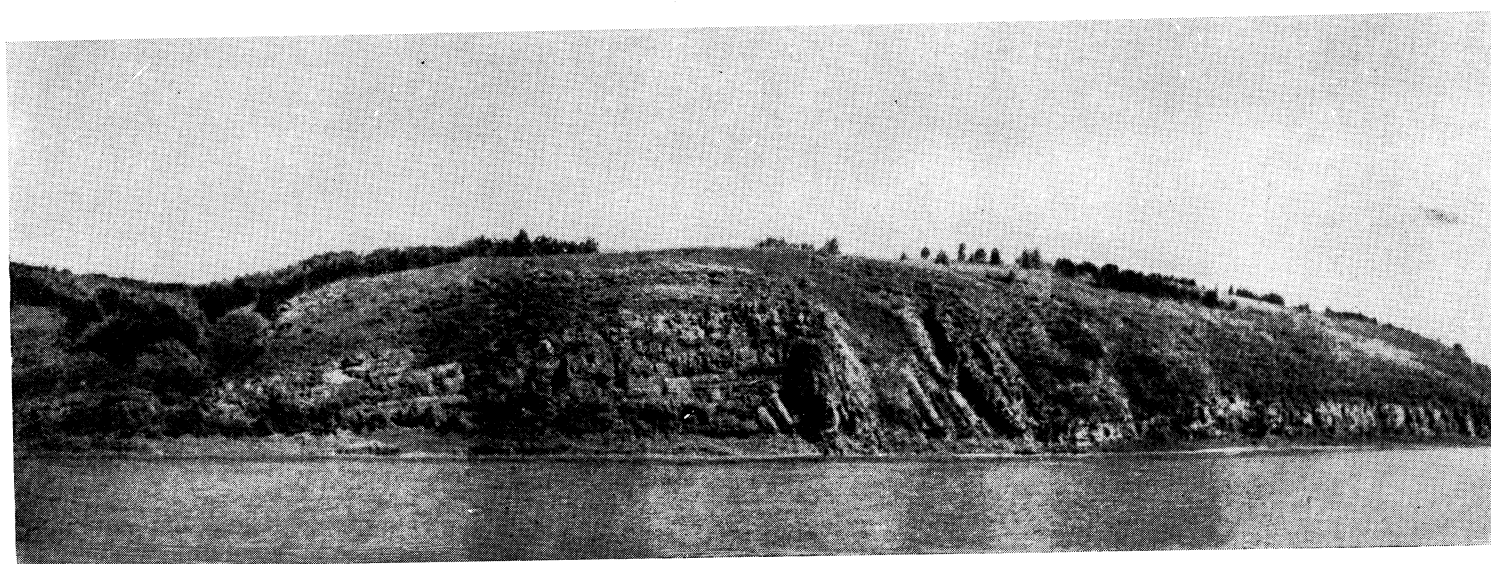
Таблица IX



Редкий пример цилиндрической антиклинальной складки большой протяженности (на фотографии видна часть складки длиной около 80 км) без отчетливой ундуляции оси. Юго-западный Иран, Кабир-Кух (по Г. М. Лису)

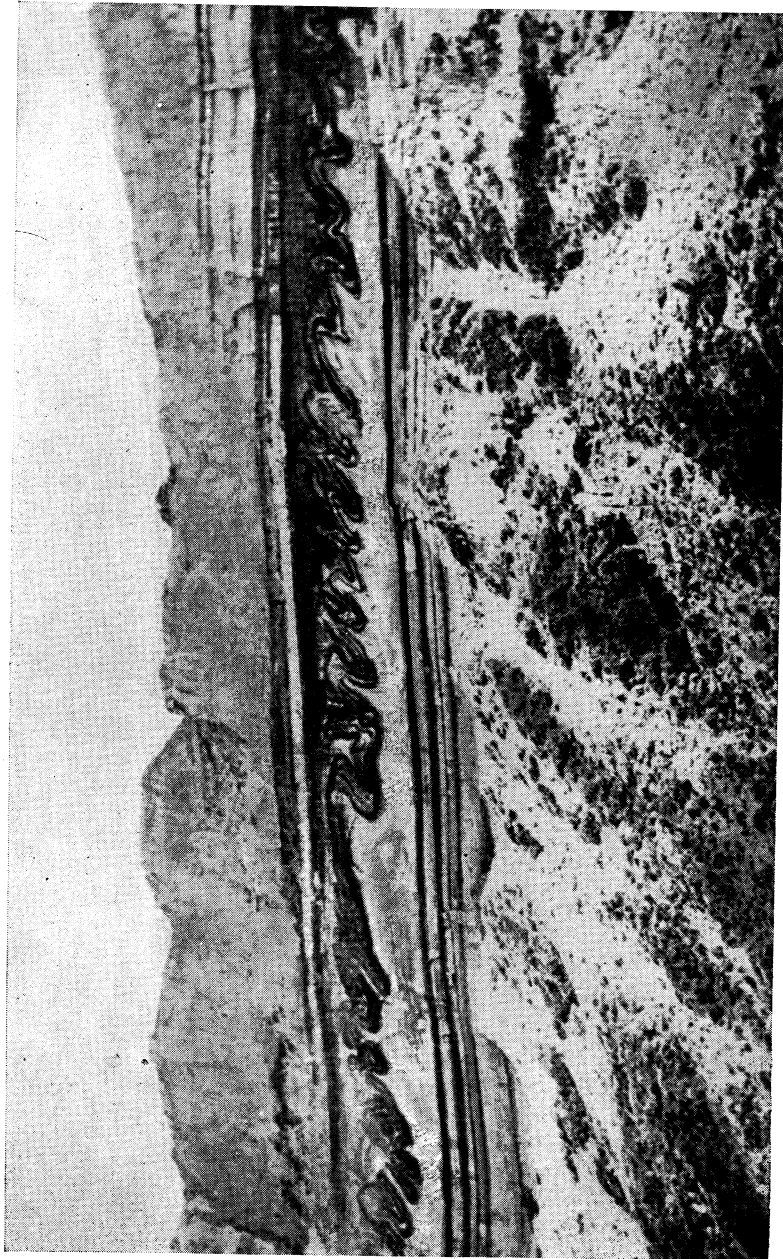


*Коробчатая антиклинальная складка в Копет-Даге (по А. Д. Нацкому)*



*Стулообразная складка (флексура). Кузнецкий бассейн, левый берег р. Кондомы, свита Н<sub>2</sub>  
(по В. И. Яворскому и П. И. Бутову)*

Таблица XIV



Дисгармоничные складки в пластичных породах; выше- и нижележащие слои горизонтальны.  
Новая Зеландия, побережье Ава-ава (по Э. С. Хиллу)

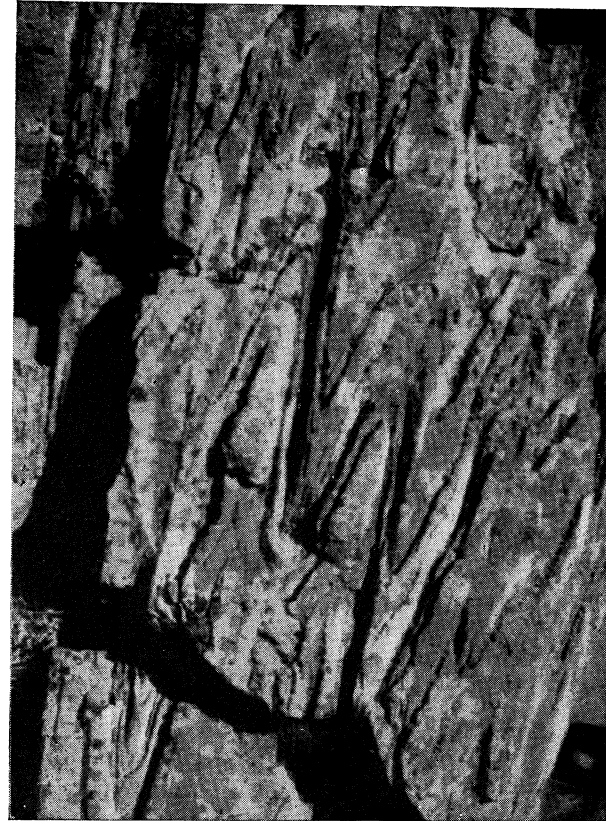
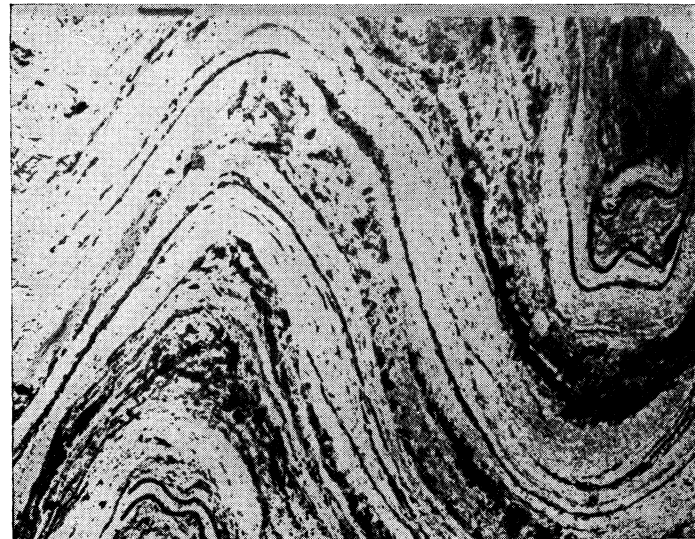


Таблица XV

1. Изоклинальные складки в кварцитовидных породах (фото Л. И. Лукина)



2. Параллельная складчатость  
(по Б. Зандеру)



Подобная складчатость второго вида. Ленская тайга, р. Кадали  
(по фото В. А. Обручева, рисунок М. Слепян)

гающие их достаточно жестки, неспособны снова деформироваться в складки малых радиусов в случае недостаточно сильных тектонических напряжений и без прогревающего воздействия поднимающихся магматических масс. Однако там, где интенсивность тектонических деформаций возрастает, складки коры переходят в складки малых радиусов.

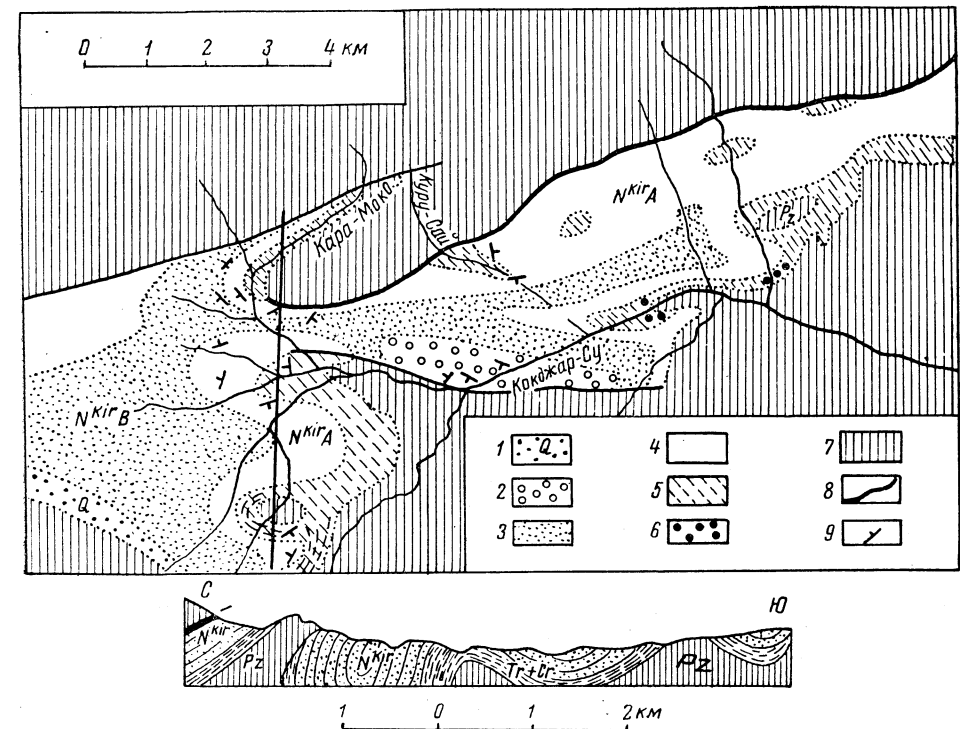


Рис. V-19. Складки коры небольших радиусов, переходные к обычной геосинклинальной складчатости. Депрессия Кокджарсу (по С. С. Шульцу). План и профиль  
1 — четвертичные отложения; 2 — свита розовато-серых конгломератов; 3 — верхняя часть континентального неогена Киргизского хребта; 4 — нижняя часть континентального неогена Киргизского хребта; 5 — красноватый комплекс; 6 — базальты; 7 — палеозой; 8 — разрывы; 9 — элементы залегания

В том же Тянь-Шане С. С. Шульц (1948) описал такие складки в депрессии Кокджарсу в Киргизском хребте (рис. V-19). Размеры складок, образуемых палеозойским основанием, там уменьшаются до 0,5—1 км, а наклон крыльев достигает 45—50°.

Такие же соотношения между складками коры и геосинклинальной складчатостью наблюдаем на Кавказе, с той разницей, что в альпийском сооружении Кавказа складки малых радиусов распространены значительно шире, почти повсеместно, накладываясь на складки коры (рис. V-20).

На профиле через Большой Кавказ в его центральной части показаны положение и деформация древнего кристаллического основания (заштриховано). Горизонтальный и вертикальный масштабы профиля равны. Приподнятая часть фундамента северных склонов отделяется глубинным разломом от опущенной части, образующей флишевый трог южных склонов хребта. Гравиметрический профиль хорошо подчеркивает положение трога.



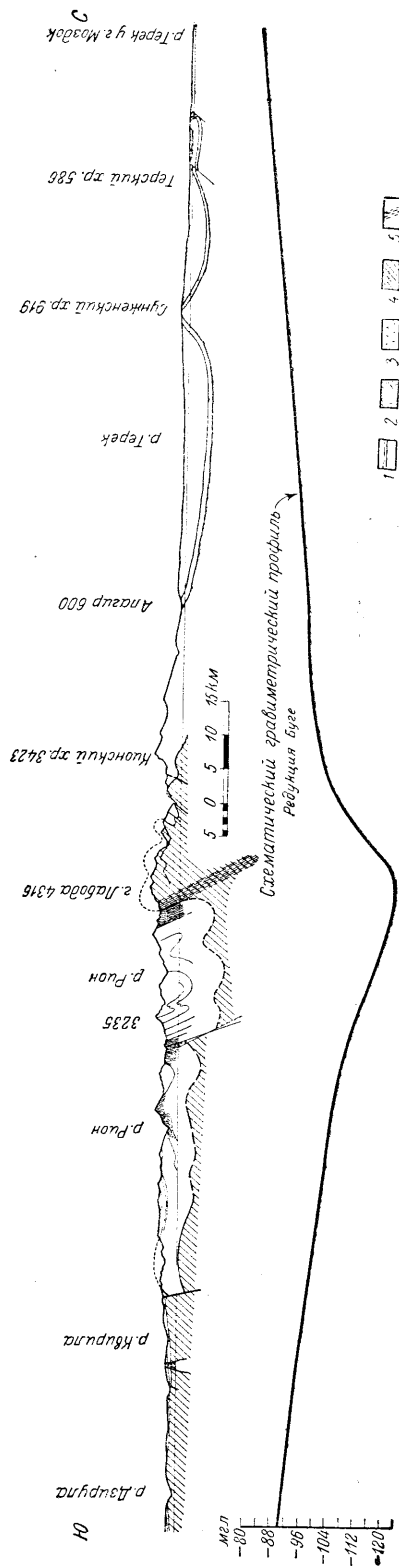


Рис. V-20. Складки коры и геосинклинальная складчатость Большого Кавказа

1 — мезо-кайнозойские породы, кроме нижнеюрских глинистых сланцев; 2 — нижнеюрские сланцы; 3 — мезо-кайнозойские неинтрузивы; 4 — кристаллические, палеозойские и докембрийские (?) породы, главным образом граниты; 5 — глубинный разлом южного склона Главного хребта

Большая складка коры, образующая массив г. Лабоды, действительно дифференцируется на три антиклинали малых радиусов (2—3 км) и две синклинали, из которых северная имеет крутые крылья и глубоко вдаётся внутрь массива. Эти данные подтверждены детальным картированием на участках погружения складок, где поверхности, ограничивающие их, отмечены слоем базальных конгломератов юры, перекрывающих породы кристаллического фундамента. Юрские конгломераты образуют в плане два фестона, далеко вдающихся в кристаллический массив осевой части хребта.

Это лишний раз свидетельствует о том, что складки коры и геосинклинальная складчатость представляют разные проявления действия одних и тех же складкообразующих тектонических сил, различающихся только интенсивностью.

О несомненном существовании складок коры в ископаемых геосинклинальных областях можно судить по формам поверхности зеркала складчатости первого порядка. Поднятия этой поверхности соответствуют положительным (антиклинальным) элементам складок коры, опускания — отрицательным (синклинальным); поверхность же самих складок коры, конечно, не могла сохраниться в связи с быстрой денудацией мало консолидированных пород верхнего структурного этажа геосинклинальной области. В этом отношении складки коры в возрожденных подвижных зонах, сложенные прочными породами кристаллического фундамента, находятся в более благоприятных условиях, и именно поэтому морфология складок коры доступна изучению даже в высочайших

горных сооружениях Тянь-Шаня, несмотря на то что эрозия там происходит очень интенсивно.

В современных геосинклинальных областях, например, в островных дугах восточной Азии, возможно, к складкам коры относятся характерные формы поверхности океанического дна в участках, тяготеющих к архипелагам островов. Известно, что параллельно архипелагам островов Ост-Индии, Курилов и т. д. на океаническом дне прослеживаются впадины и разделяющие их валы, которые протягиваются вдоль островных дуг и ундулируют по простиранию. (См. карту Дальнего Востока для высш. уч. завед. ГУГК, 1952; Веннинг-Майнес, 1940.)

Эти впадины и валы часто располагаются кулисообразно. Размеры впадин и валов, а также наклон их склонов, составляющий обычно 4—8%, в не нарушенных эрозией и мало искаженных аккумуляцией частях океанического дна, сравнимы со складками коры возрожденных подвижных зон.

**Геосинклинальная складчатость первого и более высоких порядков.** Несмотря на большое разнообразие генетических типов складчатости первого и более высоких порядков, свойственной геосинклинальным областям, есть некоторые типические морфологические черты, которые особенно характерны для большинства разновидностей геосинклинальной складчатости. К таким чертам относятся:

1. Обычное преобладание линейных складок и сильно удлиненных брахискладок. Комплексы складок простираются почти параллельно на значительных протяжениях, хотя простирания отдельных складок варьируют и часто складки располагаются кулисообразно.

2. Складчатость представлена как антиклинальными, так и синклинальными, хорошо развитыми формами, хотя морфология тех и других в одних и тех же комплексах необязательно подобна. Равноценное образование антиклинальных и синклинальных форм отражает вовлечение в складчатость всего вещества складчатого пояса в целом, а не отдельных его зон или участков, как это имеет место на платформах, в прогибах и в верхнем структурном этаже возрожденных подвижных зон.

3. В складчатости геосинклинальных областей широко развит кливаж, в том числе кливаж осевой плоскости (см. ниже), который отражает пластическое течение всего вещества снизу вверх, в направлении, параллельном кливажным плоскостям.

4. В геосинклинальных областях в складчатости первого порядка, малого радиуса, участвуют не только осадочные, эффузивные и пирокластические породы верхнего структурного этажа, но и кристаллический фундамент — породы, составляющие основание геосинклинального сооружения.

5. Некоторые, тесно связанные со складчатостью надвиги, а также покровы типа альпийских шарриажей, равно как и гравитационная складчатость, очевидно, также являются элементами геосинклинальной складчатости, когда последняя развивается особенно интенсивно.

Рассмотрим важнейшие виды складчатости, широко развитые в геосинклинальных областях.

Складчатость скалывания развита во всех зонах геосинклинальных областей. Вероятно, не будет преувеличенным мнение, что громадное большинство складчатых форм в геосинклинальных областях в основе своей либо представляют складчатость скалывания, либо являются производными складчатости скалывания в тех участках, где местные динамические условия и свойства пород были благоприятны для образования иных типов геосинклинальной складчатости.

Морфологически наиболее полно развитая складчатость скальвания представлена подобными складками первого вида, линейными и брахиформными. В зонах рассланцеванных пород разломов глубокого заложения и частично во флишевых трогах складчатость скальвания характеризуется более или менее единообразным поведением деформируемых пород. Относительно жесткие и относительно пластичные породы образуют одинаковые формы складок.

В Иртышской зоне смятия на Алтае можно наблюдать весьма разнообразные по форме складки, в которых примерно одинаково участвуют зеленые метаморфические сланцы и рассланцеванные эффузивы (порфиroidы и порфиритоиды). Значительная часть пород, особенно порфиroidы, имеет крутое, почти вертикальное рассланцевание, значительно хуже выраженное в зеленых метаморфических сланцах. В последних наряду с крутостоящими плоскостями рассланцевания развивается также рассланцевание, параллельное слоевым ограничениям, что связано с иным типом деформации — межслоевым перемещением вещества.

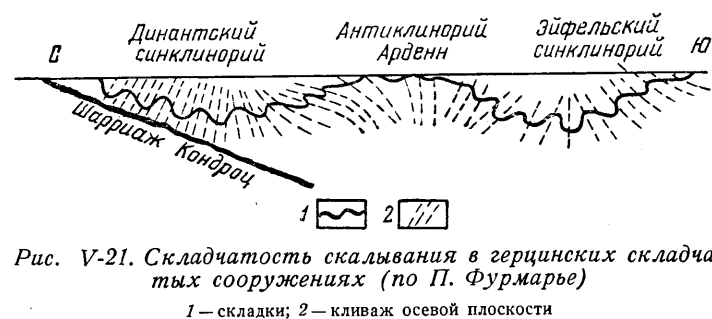


Рис. V-21. Складчатость скальвания в герцинских складчатых сооружениях (по П. Фурмарье)

1 — складки; 2 — кливаж осевой плоскости

Целые системы складок скальвания составляют флишевую зону на южном склоне Кавказа. Совершенно аналогичные системы складок скальвания (рис. V-21) были описаны П. Фурмарье (1953) в герцинских складчатых сооружениях Центральной Европы.

Глубина образования складчатости скальвания различна. П. Фурмарье (1939) считает, что на глубинах менее 4 км она не образуется, поскольку, по его данным, только на этой глубине начинает развиваться кливаж, параллельный осевым плоскостям складок, являющийся прямым отражением процесса формирования складок скальвания. Нам представляется, что минимальная глубина развития складчатости скальвания может изменяться в зависимости от условий деформации пород (в частности, температуры).

Повидимому, складчатость скальвания имеет широкое распространение не только в зонах смятия разломов глубокого заложения и во флишевых трогах, но также и в геоантиклинальных зонах геосинклинальных областей.

В тех частных случаях, в геоантиклинальных зонах, когда процесс скальвания мало интенсивен и проявляется в основном в кристаллических породах неглубоко залегающего нижнего структурного этажа, диагностика генезиса складчатости в породах верхнего структурного этажа, образующих отлогие, открытые складки, бывает затруднена. Собственно эти складки могут быть в некоторой части и даже целиком складками изгиба и некоторые из них приобретают даже характер диапировых складок, но их образование целиком связано с образованием настоящих складок скальвания в породах нижнего структурного этажа. Именно такой генезис имеет складчатость, например, северного склона Главного Кавказ-

ского хребта — геоантиклинальной зоны с несколько сокращенной толщиной покрова осадков мезо-кайнозойского возраста, преимущественно в неритических фациях. Мощность пород верхнего структурного этажа в момент формирования складчатости составляла 5—8 км.

Складчатость, развитая на северном склоне Главного Кавказского хребта в мезозойских породах, в своих главных формах повторяет формы выступов и впадин древней первоначально ровной поверхности кристаллических пород фундамента. Выше мы привели доказательства участия пород фундамента Центрального Кавказа в складчатости мезо-кайнозойских пород.

Изучая системы трещиноватости в гранитах (рис. VI-38, 39) на Северном Кавказе, можно убедиться, что деформация древней поверхности кристаллического фундамента при складкообразовании происходила путем микроперемещений по единообразным системам трещин, т. е. является типичным скальванием. Эти данные вполне согласуются с наблюдениями альпийских геологов А. Гейма, М. Бертрана и многих других, отметивших почти во всех альпийских гранитных массивах такие же закономерные плоскости скальвания, находящиеся в тесной связи с формами складок.

Складчатость северного склона Кавказа, как можно видеть на структурной схеме (см. рис. V-4), вполне соответствует складчатости, которую мы называем геосинклинальной. Главные параметры складок скальвания первого порядка в кристаллических породах, свойственных геоантиклинальной зоне Северного Кавказа, таковы: длина отдельных складок 5—8 км, ширина 1—3 км, вертикальная амплитуда 1—2 км. Обычные углы наклонов крыльев складок составляют 40—60°. Складки единообразно линейно вытянуты, часто располагаются кулисообразно, представлены как антиклинальными, так и синклинальными формами и несут отчетливо развитый кливаж.

В геоантиклинальных зонах лучше, чем в иных местах, можно изучать складчатость скальвания как ведущий тип геосинклинальной складчатости. В других зонах этот важнейший тип складчатости замаскирован, во флишевых трогах гравитационной складчатостью, в зонах разломов глубокого заложения — интенсивным кливажем течения.

Именно в геоантиклинальных зонах удается обнаружить очень важные в практическом отношении различия происхождения поперечных перегибов в складчатых структурах. Детальные исследования на Северном Кавказе и в других районах показали, что, кроме сравнительно плавных погружений, связанных с обычными периклинальными замыканиями брахискладчатых структур, существуют поперечные перегибы складок значительно более резкие.

Профиль через один из таких резких перегибов изображен на рис. V-22. Разрез расположен поперек оси перегиба, т. е. параллелен простиранию главных складок и является совмещенным. Сплошными тонкими линиями показано геологическое строение перегиба в том месте, где последний едва опускается ниже дна горной долины. Пунктирными линиями изображен профиль через этот же перегиб в нескольких сотнях метров южнее, где деформация достигает максимума. Восточное крыло перегиба изображено по точным документальным данным горных и буровых выработок, западное — по данным естественных обнажений. Как можно видеть, восточное крыло вертикально и даже имеет тенденцию к опрокидыванию на запад. Глубина перегиба, разделяющего восточную и западную антиклинали, достигает 1300—1400 м, при ширине перегиба около 1—1,5 км. Наиболее замечательной особенностью описываемого поперечного перегиба является неглубокое залегание кристаллических пород основания (древних гранитов), которые, как видно на профиле,

участвуют в складчатости вместе с перекрывающей их юрской вулканогенно-осадочной толщей. Резкие поперечные перегибы складчатых структур своим положением, вероятно, обязаны расположению древних поперечных разломов в породах фундамента, т. е. в нижнем структурном этаже. На существование древних разломов указывает система даек магматических пород, хорошо видная на профиле (рис. V-22). Резкие поперечные перегибы, несомненно, одновозрастны со всей вмещающей их

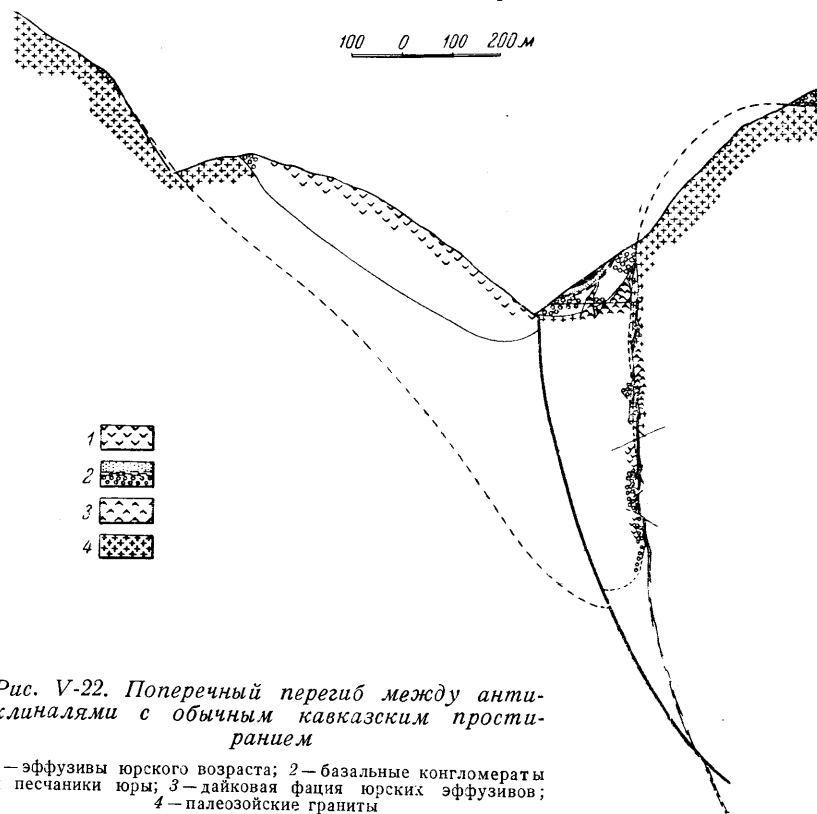


Рис. V-22. Поперечный перегиб между антиклиналями с обычным кавказским простиранием

1 — эффузивы юрского возраста; 2 — базальные конгломераты и песчаники юры; 3 — дайковая фация юрских эффузивов; 4 — палеозойские граниты

складчатостью, поскольку для их образования требовалось проявление такой же интенсивной пластической деформации пород кристаллического основания. Там же был установлен поперечный кливаж течения, ориентированный почти вертикально и указывающий на сильное поперечное тангенциальное сжатие. Большая же резкость изгиба может быть объяснена более интенсивным притоком тепла вдоль древних разломов.

Примером системы складок скальвания в геантиклинальной зоне является складчатое сооружение юго-западного Алтая. Здесь мощность среднепалеозойских пород, составляющих верхний структурный этаж, не превышает 3—5 км на северо-западе и увеличивается в юго-восточном направлении. В стратиграфическом разрезе участвуют наряду с песчано-сланцевыми образованиями мощные, относительно очень жесткие толщи эффузивов и пирокластических пород. Никаких существенных признаков срывов пород верхнего структурного этажа с основания, представленного преимущественно нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами, нет. Это обстоятельство позволяет считать, что рассматриваемая складчатость не может принадлежать к складчатости гравитационной или дисгармо-

ничной, равно как нет никаких признаков происхождения этой складчатости путем изгиба с концентрическим скольжением. С другой стороны, развитие кругого, практически вертикального кливажа течения в нижних, базальных горизонтах среднего палеозоя в ряде районов юго-западного Алтая (Путинцевский район и др.) указывает на принадлежность главных складчатых сооружений к складкам скальвания.

Параметры складок скальвания первого порядка, свойственных юго-западному Алтаю: длина отдельных складок 2—12 км, ширина 0,5—6 км,

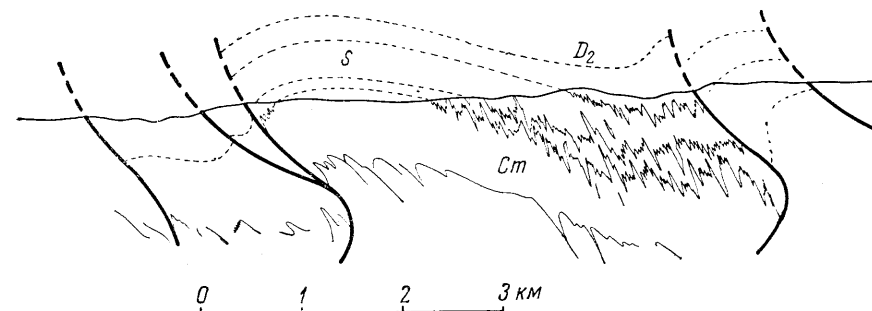


Рис. V-23. Изоклиальная складчатость в породах Салаирского кряжа

вертикальная амплитуда 0,2—1 км. Углы наклонов крыльев складок составляют 10—40°.

Разновидностью весьма интенсивной складчатости скальвания является изоклиальная складчатость (табл. XV, I), что было показано М. А. Усовым и его сотрудниками (Сборник по геологии Сибири, 1933) при изучении Салаира (рис. V-23) и подтверждено новыми наблюдениями К. Г. Войновского-Кригера на Урале (1948).

Как отмечает этот исследователь, общепринятая схема образования изоклиальной складчатости, известная по книге Э. Огу (1938), справедлива только для частных случаев, когда пакет слоев, собранных в изоклиальные складки, отрывается от нижележащих слоев (рис. V-24). То же представление находим у С. Бубнова (1934, стр. 47), который пишет, что «в подобном случае складчатые комплексы пластов должны быть отделены от своего основания поверхностью разрыва». Однако в большинстве случаев изоклиальная складчатость может развиваться в толщах любой мощности без отрыва изоклиально-складчатых слоев от выше- и нижележащих. Этот вывод основывается на многократно наблюдавшемся К. Г. Войновским-Кригером в районах развития изоклиальной складчатости образовании «носов» и пластического выталкивания вещества с крыльев в ядра складок с формированием длинных остроугольных замков. Такая морфология складок (рис. V-25 a) указывает на способ ее образования путем пластического течения всей массы вещества пород по ламинарным плоскостям, параллельным осевым поверхностям образующихся складок в связи с сильным боковым сжатием (рис. V-25 б).

Характерным параметром изоклиальной складчатости является ее *p a z м a x*, измеряемый как размах слоя, или пачки (рис. V-25 a, б). Ленту,

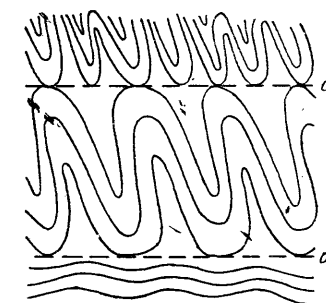


Рис. V-24. Образование изоклиальной складчатости (по Э. Огу)

a — a — поверхности срыва

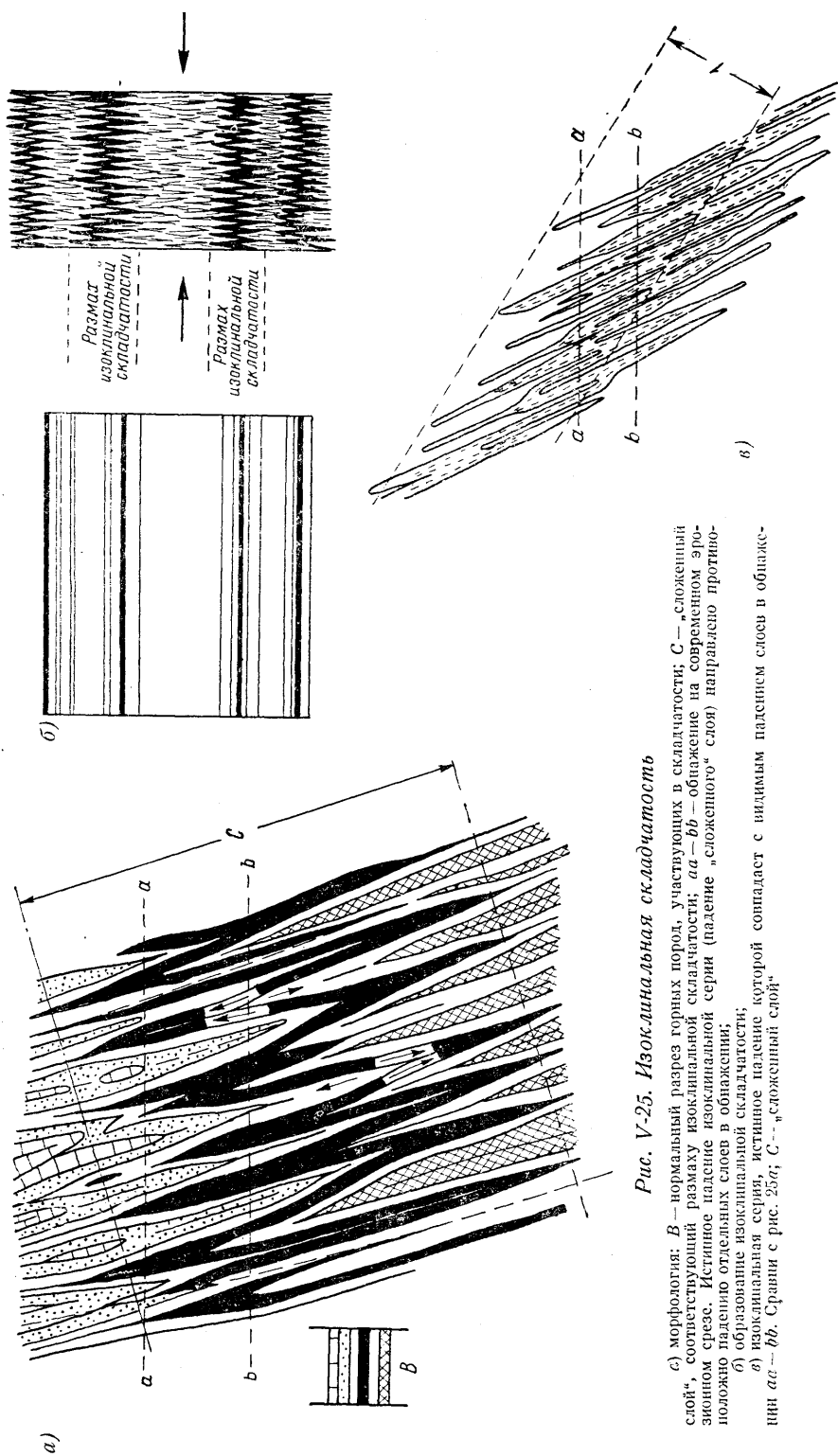


Рис. V-25. Изоклиальная складчатость

а) морфология: В — нормальный разрез горных пород, участвующих в складчатости; С — «сложенный слой», соответствующий размаху изоклиальной складчатости; аа — bb — обнажение на современном эрозионном срезе. Истинное падение изоклиальной серии (падение «сложенного» слоя) направлено противоположно падению отдельных слоев в обнажении;  
 б) образование изоклиальной складчатости;  
 в) изоклиальная серия, истинное падение которой совпадает с видимым падением слоев в обнажении или аа — bb. Сравни с рис. 25а; С — «сложенный слой».

закрывающую в себе смятый пласт и, следовательно, имеющую мощность, равную величине размаха, будем называть «сложенным слоем».

Обращаясь к практическим вопросам картирования в районах изоклиальной складчатости, К. Г. Войновский-Кригер отмечает, что фиксирование на картах элементов залегания отдельных слоев является недостаточным. Часто какой-либо характерный горизонт, появившись в изоклиально смятой толще в одном обнажении и пройдя через обнажение несколько раз, затем в других обнажениях более не наблюдается. Это происходит потому, что прослеживаемый горизонт погружается или поднимается по отношению к уровню эрозионного среза, что видно на рис. V-23. В связи с этим при картировании все стратиграфические и структурно-тектонические взаимоотношения определяются положением в пространстве «сложенных слоев», а отнюдь не постоянно изменяющимся залеганием отдельных слоев. При одном и том же направлении падения слоев в обнажениях истинный наклон всей толщи может быть направлен в противоположные стороны, что зависит от направления наклона «сложенных слоев» всей структуры (рис. V-25 а, в).

Пока с достоверностью не установлено положение изоклиальной складчатости внутри различных геосинклинальных зон. Наиболее вероятно развитие изоклиальной складчатости в зонах смятия глубинных разломов.

К группе складок скалывания следует также отнести сравнительно редкую в геосинклинальных областях особую разновидность коробчатой складчатости, развивающуюся в местных условиях слабого тангенциального сжатия в связи с удаленным положением формирующихся складок от зон максимальной деформации и в связи с неглубоким и резко различным залеганием кристаллического фундамента нижнего структурного этажа. Естественно, что эти участки принадлежат геоантиклинальным зонам.

Такой генезис приписывается коробчатым (сундучным) складкам в каменноугольно-артинских отложениях западного склона Южного Урала (Богданов и Келлер, 1947). Анализ фаций и мощностей в описываемом районе показал, что в сводовой части коробчатой складки мощности каменноугольных и сакмарско-артинских отложений убывают, состав осадков становится грубым. Более резко выражены перерывы в ряде горизонтов.

Морфологические особенности складок — большая ширина и уплотненность свода, узость и большая крутизна крыльев, разрывные нарушения, идущие из глубоких частей, при отсутствии в разрезе пластичных, легко сминаемых толщ, сближают складки с нарушениями платформенного типа, для которых в верхнем структурном этаже характерно преимущественное развитие радиальных движений.

Коробчатую складчатость описываемого типа нельзя смешивать с коробчатой складчатостью, представляющей разновидность дисгармоничной складчатости. В последней — нет никаких признаков длительного роста; состав осадков не изменяется в связи с положением слоев на сводах и в крыльях складок.

Складчатость изгиба с концентрическим скольжением представляет второй по распространенности после складчатости скалывания тип складчатости геосинклинальных областей. Она также распространена в некоторых, наиболее глубоких краевых и межгорных впадинах.

Морфология складок изгиба с концентрическим скольжением весьма разнообразна, но преобладают открытые формы складок, и антиклинали, обычно развиты в равной мере с синклиналями. Несмотря на то что, строго говоря, при изгибании слоев и концентрическом скольжении

должны формироваться параллельные складки первого вида (табл. XV, 2), практически очень часто к изгибанию с концентрическим скольжением присоединяется межслоевое перемещение вещества в отдельных, наиболее пластичных слоях. Образуется подобная складчатость второго вида (табл. XVI).

В ряде случаев отделить параллельную складчатость изгиба от подобной складчатости изгиба вообще не представляется возможным, настолько тесны взаимопереходы между обоими типами. Но в других случаях мы действительно встречаемся с параллельной складчатостью изгиба в практически чистом виде или с подобной складчатостью изгиба в интенсивном выражении, с отчетливым и закономерным изменением мощности слоев в замках складок.

Подобная складчатость изгиба должна была бы относиться уже к дисгармоничной складчатости, поскольку в слоях пластичных пород, участвующих в этой складчатости, при течении материала с крыльев к шарнирам возникают микроскладки пластического волочения. Однако более целесообразно оставить наименование дисгармоничной складчатости за явлением несоответствия между формами складчатости не в отдельных слоях, а между целыми пачками, горизонтами и свитами. Тогда установление дисгармоничности приобретает вполне определенный практический смысл.

В отличие от складок скальвания, которые в подавляющем большинстве случаев первичны и непосредственно связаны с подъемом вещества с больших глубин в условиях тангенциального сжатия различной интенсивности, складки изгиба с концентрическим скольжением в меньшей степени связаны с генеральной динамической обстановкой, существующей в области складкообразования. Поскольку горные породы недостаточно жестки, чтобы передавать на значительные расстояния горизонтально направленные силы, постольку складки изгиба под непосредственным влиянием тангенциального сжатия образуются в ограниченных размерах, при особенно благоприятной обстановке.

К складкам изгиба с концентрическим скольжением, образованным тангенциальными силами, относятся, например, складки Юрских гор (А. Гейм) и Кузнецкого бассейна (Усов, 1940 б).

В Юрских горах складки изгиба с концентрическим скольжением формировались под действием тангенциального сжатия, возможно, под напором гравитационного скольжения поднимающегося Альпийского сооружения. При этом мезозойские слоистые породы Юры были сорваны с неглубокого консолидированного основания по горизонту весьма пластичных пород, играющему роль смазки. В пользу таких представлений свидетельствует система сдвигов (рис. VII-26), образующихся синхронно со складками.

Во флишевых трогах складки изгиба распространены очень широко, как показывает опыт изучения складок южного склона Кавказа (рис. V-26, 27). В этих складках весьма характерны многочисленные признаки концентрического скольжения между слоями (рис. V-27), определенно свидетельствующие о способе образования складок наряду с отсутствием указаний на значительную роль процессов скальвания.

В формировании складок изгиба с концентрическим скольжением во флише Кавказского хребта, как предполагают А. В. Пейве и другие исследователи, значительную роль играют явления гравитационного скольжения пород по склонам поднятия. Однако и тут преобладание крутых надвигов с падением в сторону максимального поднятия не позволяет переоценивать роль силы тяжести.

Дисгармоничная складчатость представляет следующий тип складчатости, широко распространенной в геосинклинальных областях и несколько менее в краевых и межгорных прогибах и на периклинальных замыканиях горных сооружений. Если основной причиной образования подобной складчатости второго вида, рассмотренной выше, является перемежение слоев жестких пород со слоями пород пластичных, легко подверженных течению в твердом состоянии, то в случае образования дисгармоничной складчатости одной из важнейших причин является перемежение целых свит жестких и пластичных пород, имеющих резко различные физико-механические свойства. Другой причиной образования дисгармоничной складчатости может быть наличие горизонта или даже слоя, особенно благоприятного для скольжения по нему. Такой горизонт играет роль смазки, обеспечивающей самостоятельность движений вышележащих свит. Как видим, различия между условиями, приводящими к образованию складок изгиба со скольжением, подобного типа и условиями, вызывающими образование настоящей дисгармоничной складчатости, только количественные. Именно в связи с этим можно наблюдать разнообразные переходные типы складчатости между подобными складками изгиба и дисгармоничными складками. Однако в своем характерном выражении оба типа складчатости настолько различны, что нельзя не усматривать в них качественно разные образования. Достаточно обратить внимание хотя бы на такую особенность дисгармоничной складчатости, как несовпадение антиклиналей в двух дисгармонично смятых толщах. Одна эта особенность, имеющая громадное влияние на практику геологических исследований, вносит качественное различие между подобной складчатостью изгиба и дисгармоничной складчатостью.

Дисгармоничная складчатость наиболее развита в геантиклинальных зонах, где, как правило, тесно генетически связана со складками коры и со складчатостью скальвания (пример складчатости в Тяньшаньском Каратау, описанный выше) и в краевых и межгорных прогибах, где она в определенной мере генетически связана с гравитационными движениями (складчатость Терского краевого прогиба на Северном Кавказе).

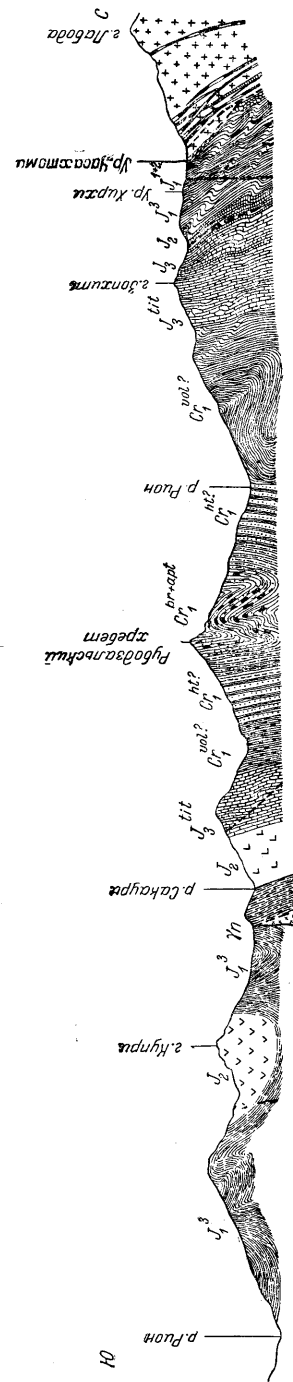


Рис. V-26. Складчатость во флишевом трого южного склона Кавказа (по А. В. Пейве, Г. И. Тогоидзе и Н. Ф. Шония)

В зависимости от литолого-петрографического состава слоистых свит, мощности и вариаций глубины залегания пачек или горизонтов жестких пород при дисгармоничной складчатости развиваются самые различные формы складок, в том числе разнообразные параллельные и

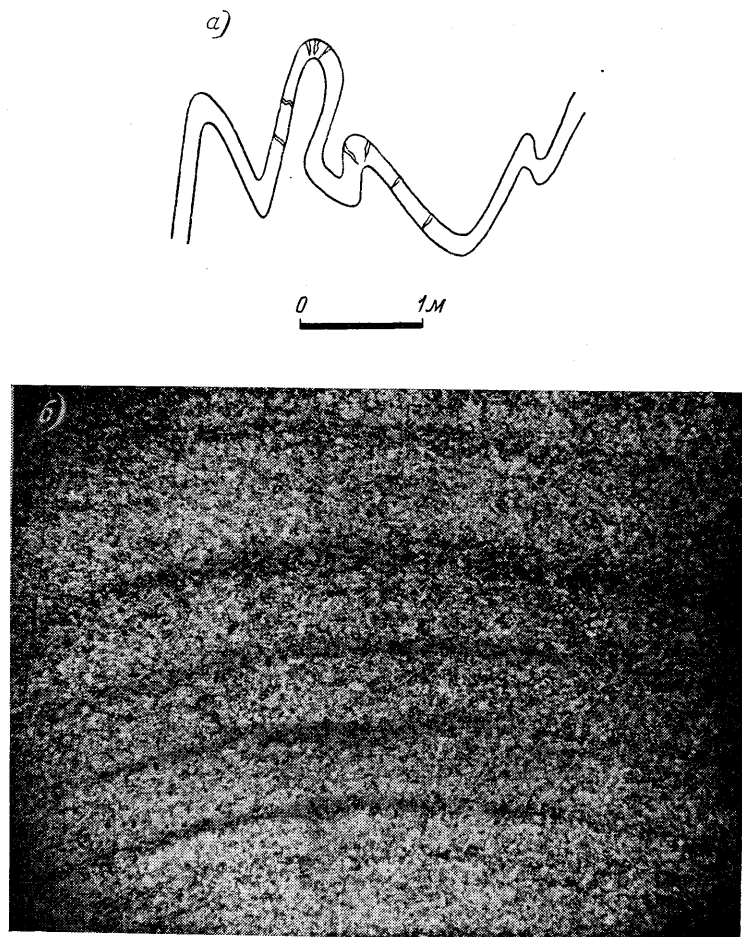


Рис. V-27. Складки песчаника в свите Бахани во флишевом трюге южного склона Кавказа

а) схема; б) микрофото ориентированного шлифа из замка той же складки,  $\times 10$

подобные складки изгиба (например, описанные выше складки Юрских гор), а также коробчатые (также широко развитые в Юре) и гребневидные складки.

Гребневидная (эжективная) складчатость образуется при наличии в основании слоистой толщи горизонта скольжения (смазки), в отложениях преимущественно сложенных пластичными породами, содержащими в подчиненном количестве менее мощные горизонты жестких пород.

Для гребневидной складчатости (Штилле, 1917) характерно преобладающее развитие сжатых, килеобразных антиклиналей, разделенных широкими синклиналями; в ядрах последних породы залегают почти горизонтально. Широко распространение получает дисгармония между

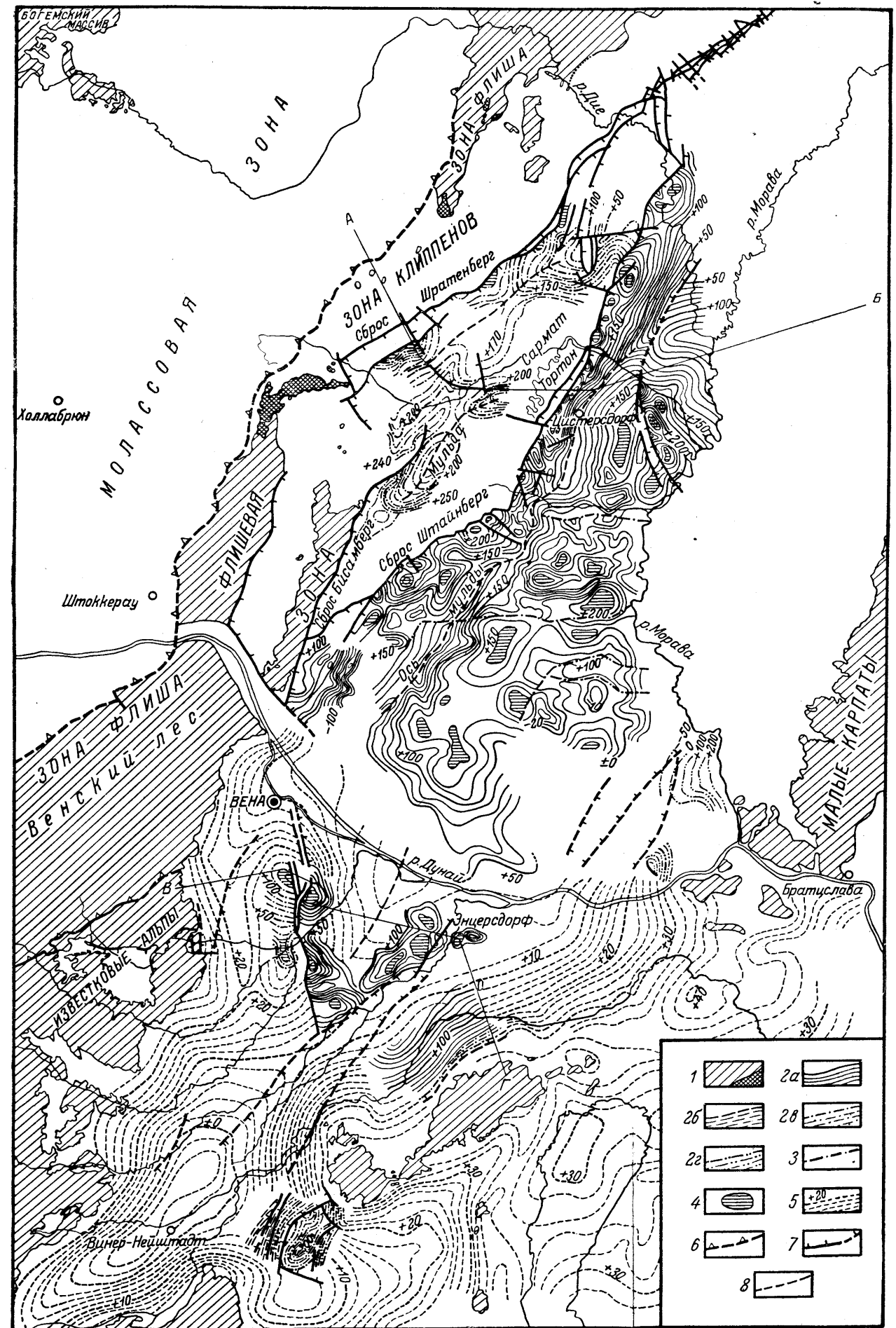


Рис. V-28. Тектоническая карта внутриальпийского Венского бассейна (по Р. Яношеку)

1 — горные массивы Альп и Карпат, Богемская плита. Частая штриховка — клиппены мезозойских пород к северу от Дуная. Изогипсы через 10 м: 2а — опорного горизонта верхнего паннона (у Штаммерсдорфа форный горизонт в нижнем панноне), 2б — висячего бока нижнего паннона, 2в — висячего бока сармата, 2г — висячего бока тортона; 3 — границы распространения различных опорных горизонтов; 4 — поднятия (Hochzonen); 5 — изогаммы гравиметрической съемки; 6 — надвиги; 7 — сбросы; 8 — оси мульд

складками относительно жестких и пластичных пород, местные надвиги и подвиги и даже небольшие шарриажи, развивающиеся, в частности, из лежащих складок. Эти разнообразные структуры хорошо описаны В. В. Галицким в Каратау (1936а, б; 1937). Важной особенностью гребневидной складчатости является обычная связь антиклиналей с разрывами типа взбросов (Ажгирей, 1947 б).

Судя по описаниям польских и румынских геологов (Маковой, 1935), такая же особенность свойственна и областям развития куполов и диапиров в предгорьях Карпат. Очевидно, связь антиклинальных складок с разрывами типа взбросов связана с отдельным, самостоятельным движением вещества пластичных и жестких толщ при всяких явлениях дисгармоничной складчатости как в районах с малой мощностью неконсолидированных толщ, так и в районах с большой мощностью этих толщ, где развивается куполовидная складчатость.

Взбросы часто локализуются в непосредственной близости к осевой плоскости антиклинальных складок, залегают круто в верхних частях структуры, но быстро выгораживают на глубине, обычно сливаясь с горизонтом пластичных пород, лежащим в основании.

#### **Б. Складки, образованные в связи с тангенциальным растяжением земной коры**

Принципиально иной тип структурных форм, которые с большими оговорками можно относить к складкам, представляют депрессии, возникающие в сводах уже в известной мере сформированных антиклинорий и крупных антиклинальных поднятий. Эти структурные формы были выделены Р. Ван-Бемелленом (1936). В советскую геологическую литературу понятие о них введено Н. С. Шатским (1938), который предложил называть их *наложенными мульдами*.

Наложенные мульды обязаны своим происхождением расколам в сводах и на крыльях антиклинорий или антиклинальных поднятий, вдоль которых происходит опускание отдельных блоков. Антиклинории одной и той же геосинклинальной системы вовлекаются в стадию образования наложенных мульд неодновременно. Например, в Центральном Казахстане одни наложенные мульды начали зарождаться в готландии, другие в девоне, третьи в карбоне.

Особенно интересны результаты изучения внутриапийской Венской наложенной мульды (рис. V-28, 29) в связи с тем, что данные глубокого бурения позволили установить строение и историю формирования этой мульды<sup>1</sup>.

Образование Венской мульды связано с опусканиями большого участка земной коры, которые, по данным Р. Яношека (Шаффер, 1951), начались в начале верхнего миоцена (в тортоне) и представляли движения по нормальным сбросам<sup>2</sup>. Эти данные нуждаются в критическом изучении, потому что устанавливаемые несоответствия в мощности верхней, песчаной серии тортона по одну сторону сброса (300 м) сравнительно с другой стороной (около 700 м) имеют доказательную силу только в том случае, если движения по сбросу осуществлялись в основном по направлению его падения. В случае же значительной горизонтальной (сдвиговой) составляющей движения по сбросу несоответствие

<sup>1</sup> По последней сводке В. Е. Хаина такое же строение и происхождение имеет впадина Каспийского моря.

<sup>2</sup> Классификацию сбросов см. в главе VII, посвященной разрывам.

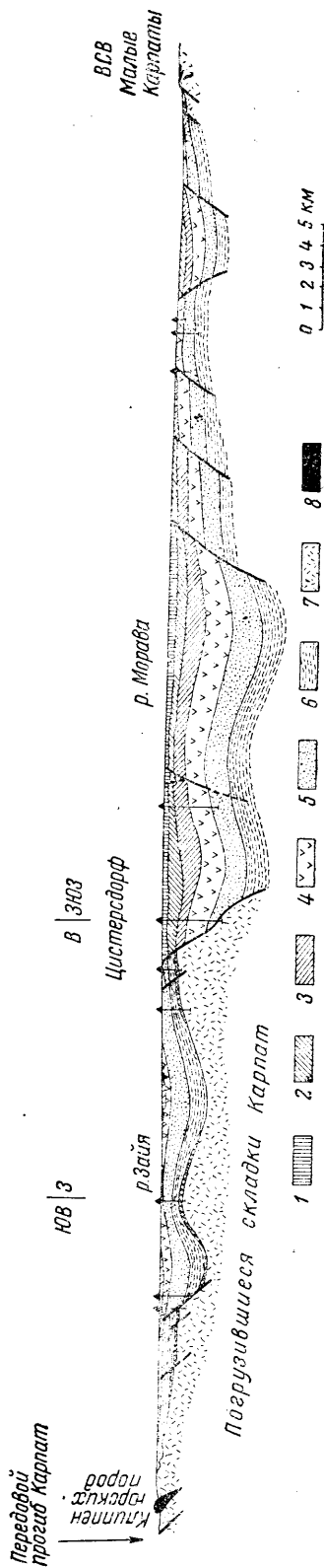


Рис. V-29. Профиль через внутриальпийский Венский бассейн (по Р. Яношеку, 1951)

1 — верхний паннон; 2 — средний паннон; 3 — нижний паннон; 4 — сармат; 5 — торгон; 6 — гельвет; 7 — палеогеновый флиш; 8 — юра (в клипенах)

мощностей пород одного возраста по обе стороны нарушения не является достаточным указанием на возраст движений по нарушению.

Возможные уточнения возраста начала движений по нормальным сбросам, однако, не имеют особенного значения для некоторых принципиальных выводов, которые могут быть сделаны уже сейчас. Первый вывод сводится к тому, что структурные формы типа Венской наложенной мульды могли образоваться только в условиях очень значительного, регионального тангенциального растяжения земной коры, хотя и ограниченного определенной областью, за пределами которой, очевидно, растяжения не проявляются. Ознакомление с данными глубокого бурения (рис. V-30) не позволяет как-либо иначе трактовать механизм образования наложенных мульд. Из этих данных видно, что нормальные сбросы, по которым произошло опускание земной коры, имеют амплитуды, измеряемые многими тысячами метров и довольно полого наклонены (40—60°). При этих структурных условиях опускание дна мульды могло осуществляться только в случае растяжения земной коры, измеряемого многими километрами.

Второй вывод сводится к тому, что заложение Венской мульды произошло сразу после наиболее интенсивных этапов тангенциального сжатия, сформировавших Альпийскую и Карпатскую горные цепи. Опускания дна мульды продолжали прогрессировать в последующее время, в плиоцене и четвертичном периоде, более или менее параллельно с проявлением тангенциальных сжимающих сил в остальной части альпийско-карпатского горного сооружения. Оба типа структурных форм развивались, следовательно, параллельно, несмотря на коренные различия в механизме образования.

Возникает вопрос, можно ли считать мульды, вроде Венской, сопряженными с положительными структурными формами — горными поднятиями. На этот вопрос надо дать отрицательный ответ, потому что мульды, ограниченные нормальными сбросами, проявляют большую независимость в расположении и истории развития по отношению к горным поднятиям и прогибам. Они часто расположены

поперек или под большим углом по отношению к поднятиям и прогибам, причем пересекают даже важнейшие тектонические границы, как, например, мульда Каспийского моря, захватывающая часть Кавказской

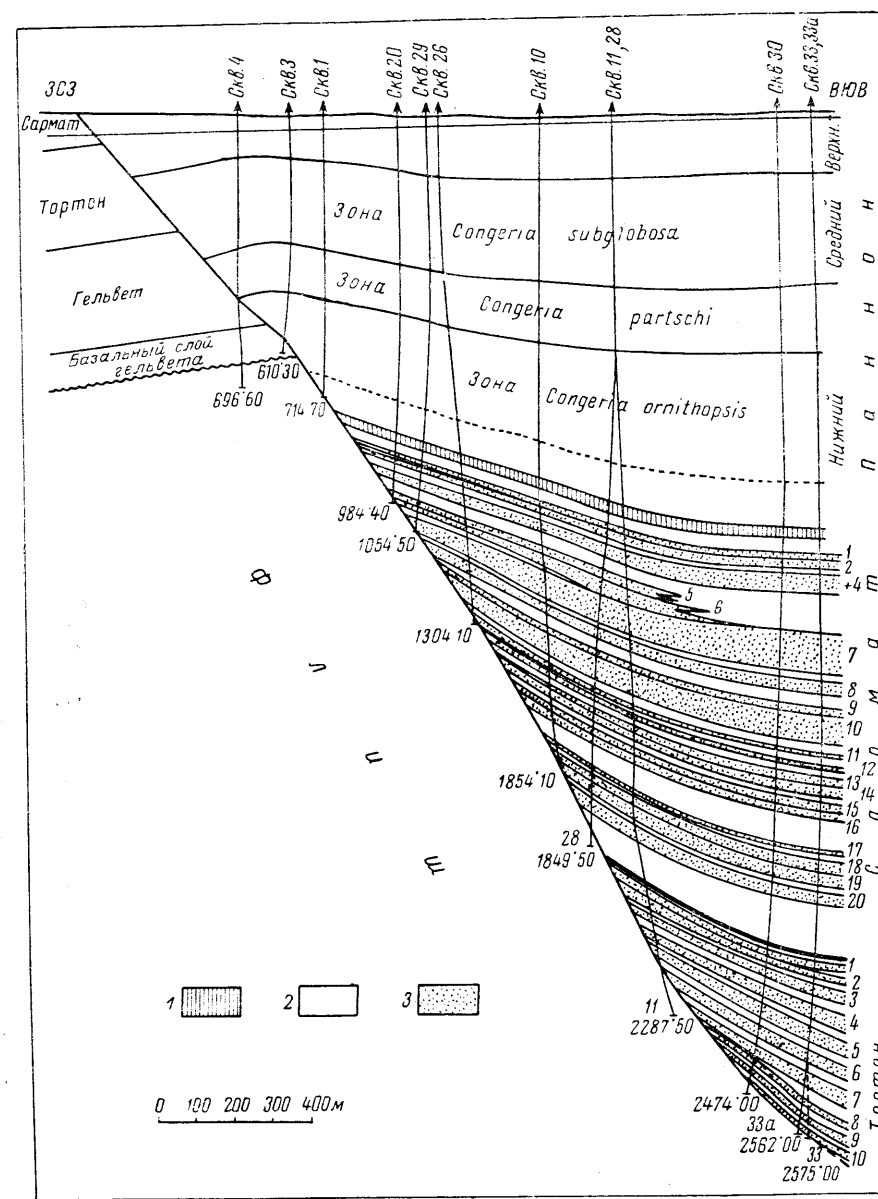


Рис. V-30. Профиль по линии глубоких буровых скважин через нормальный сброс в Цистерсдорфе (по Р. Яношеку и Е. Браумюллеру)

1 — сланцеватый глинистый мергель; 2 — глинистый мергель; 3 — песок

геосинклинальной области, передовой прогиб и часть Русской платформы. Наименование «наложенный» очень хорошо отражает эту независимость. Совсем иначе построены депрессии, сопряженные с поднятиями, например, Ферганская долина, предгорные и межгорные впадины



Кавказа и Урала, впадины Кузнецкого бассейна и Караганды. Они ограничены крутыми и пологими взбросами, отделяющими их от горных поднятий

Между наложенными мульдами и описываемыми ниже грабенами Байкала, Рейна, Восточной Африки, также ограниченными нормальными сбросами, по всей вероятности, нет принципиальных различий. Отнесение наложенных мульд к складчатым формам, а рифовых грабенов к разрывным формам достаточно условно и между ними существуют разнообразные переходы.

### СКЛАДЧАТОСТЬ ВОЗРОЖДЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

#### А. Складки, образованные в связи с тангенциальным сжатием земной коры

Наиболее важным и широко распространенным типом складок, формирующихся в условиях тангенциального сжатия в возрожденных подвижных зонах, являются описанные выше складки фундамента, которые иногда не очень удачно называются глыбовыми складками.

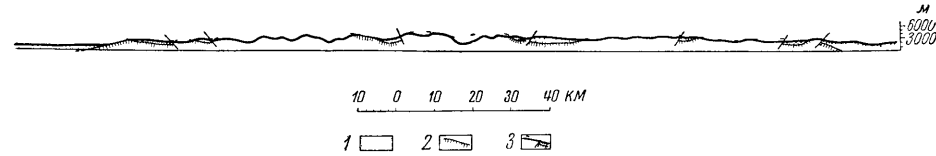


Рис. V-31. Профиль через центральный Тянь-Шань (по С. С. Шульцу)  
1 — мезо-кайнозойские отложения, 2 — поверхность мезозойского пенеплена, 3 — взбросо-надвиги

На профиле через центральный Тянь-Шань, составленном по С. С. Шульцу с небольшими дополнениями (рис. V-31), изображены обычные формы складок фундамента в поперечном сечении. На схематической тектонической карте одного из районов Тянь-Шаня (рис. V-32) те же складки фундамента, образованные в кайнозое, показаны в плане, причем видны их взаимоотношения с палеозойскими тектоническими структурами. Хорошо видно, что кайнозойские складки коры (складки фундамента), образующие возрожденное горное сооружение альпийского Тянь-Шаня, в главных чертах наследуют основные направления древней тектонической структуры, однако развиваются большей частью независимо по отношению к отдельным тектоническим формам палеозойского возраста.

В связи с главным видом складчатых форм возрожденных подвижных зон — складками фундамента — развиваются гребневидные складки, сорванные с основания (рис. V-33). Условия образования сорванных с основания складок определяются стратиграфическим разрезом малокогнитированных осадочных пород в областях возрожденных подвижных зон. Эти породы представляют тонкий чехол, перекрывающий жесткие, иногда кристаллические породы нижнего структурного чруса. Молодые породы тонкого покрова сминаются в складки пассивно только в тех зонах, где рост складок фундамента приводит к боковым подвижкам, сопровождаемым надвиганием выпучивающихся складок фундамента на относительно пониженные блоки. Развивающиеся при этом местные тангенциальные силы достаточны для того, чтобы сорвать с основания и смять в складки маломощные породы молодого чехла, прикрывающего древний фундамент. Примечательно, что складчатость этого

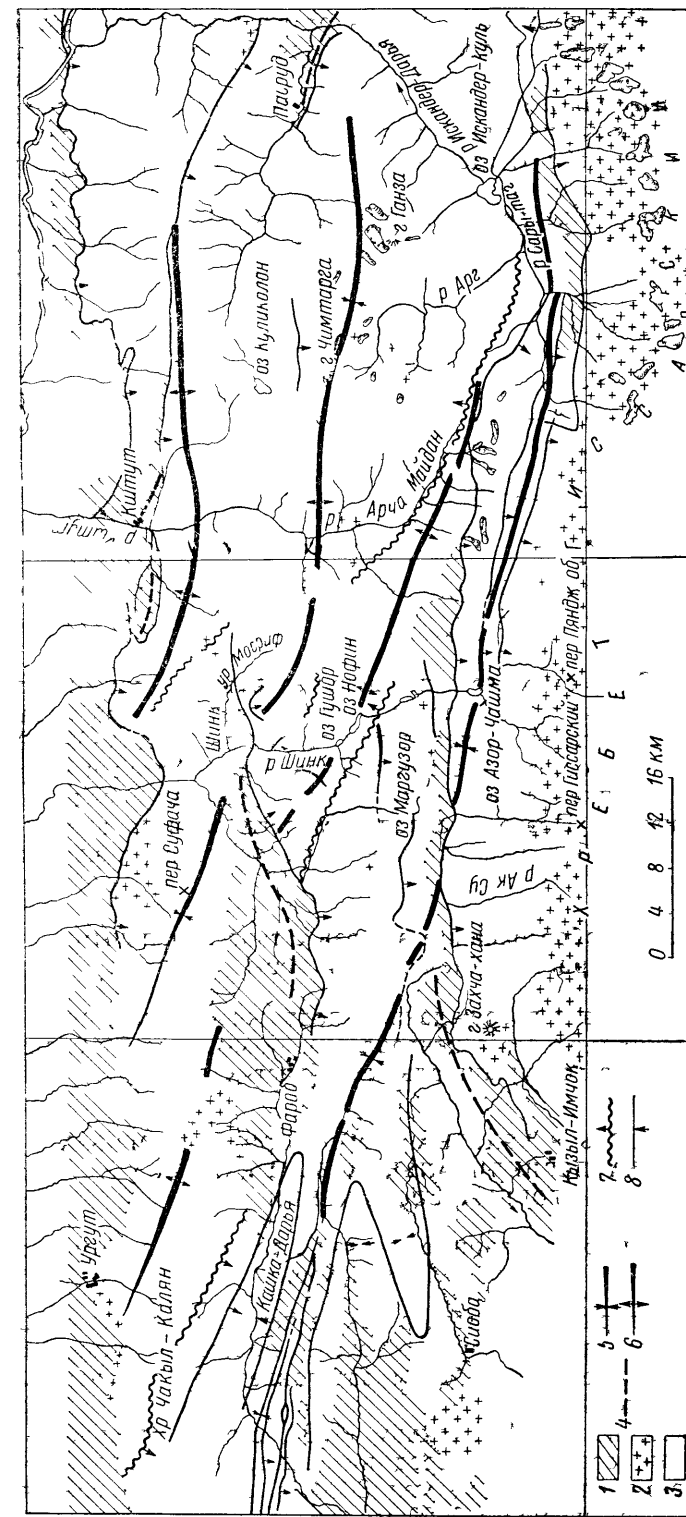


Рис. V-32. Структурно-тектоническая схема западной части Зеравшано-Гиссарской горной области (по А. В. Певце и А. Д. Смирнову)

1 — мезозойские, третичные и четвертичные отложения, 2 — интрузивные породы, 3 — палеозойские отложения, 4 — оси мезозойских синклиналей, 5 — оси палеозойских синклиналей, 6 — то же антиклиналей, 7 — надвижки и разрывы терциарские, 8 — надвижки и разрывы альпийские

типа, будучи сильно сжатой, часто опрокинутой около вздымающихся блоков древних пород, по мере удаления от последних довольно скоро, на протяжении первых километров, становится более спокойной и затухает.

**Складки скальвания и изгиба с концентрическим скольжением и послойным течением** также иногда формируются в породах возрожденных, подвижных зон в тех поясах, где интенсивность тектонических напряжений оказывается значительной. Выше уже были описаны складки малого радиуса в Кокджарской депрессии Киргизского хребта по исследованиям С. С. Шульца (см. рис. V-19). Складки скальвания и изгиба с концентрическим скольжением и послойным течением описаны в некоторых

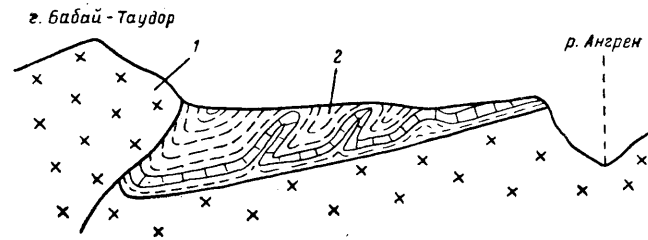


Рис. V-33. Гребневидные, сорванные с гранитного основания (1) складки палеогеновых пород (2), по Н. П. Васильковскому

рудных районах Скалистых гор по документальным данным горных работ. Заслуживает внимания участие в сильно выраженной складчатости таких относительно хрупких пород, как эффузивы (рис. V-34). Между тем район Скалистых гор, так же как и Тянь-Шань, Алтай и Саяны, не прошел стадию накопления мощных геосинклинальных осадков перед третичным орогенезом. Поэтому складки малого радиуса в этих районах развивались на небольшой глубине, едва ли превышавшей первые километры.

**Б. Складки, образованные в связи с тангенциальным растяжением земной коры**

Складки этого типа в возрожденных подвижных зонах, судя по наблюдениям советских геологов в центральном Казахстане, не отличаются от таких же складок в геосинклинальных областях.

**СКЛАДЧАТОСТЬ В КРАЕВЫХ И МЕЖГОРНЫХ ПРОГИБАХ И НА ПЕРИКЛИНАЛЬНЫХ ЗАМКНЕНИЯХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ**

**А. Складки, образованные в связи с тангенциальным сжатием земной коры**

Краевые и межгорные прогибы, а также периклинальные замыкания горных сооружений характеризуются очень мощными толщами мало уплотненных пород с очень глубоким залеганием фундамента плотных и кристаллических пород.

Так, например, по И. М. Губкину (1934, стр. 8), мощность мало-метаморфизованных осадочных пород на Апшеронском полуострове не менее 12 км (третичные 4500 м, мел 3000 м, верхняя и средняя юра 2000 м и нижняя юра не менее 2000 м).

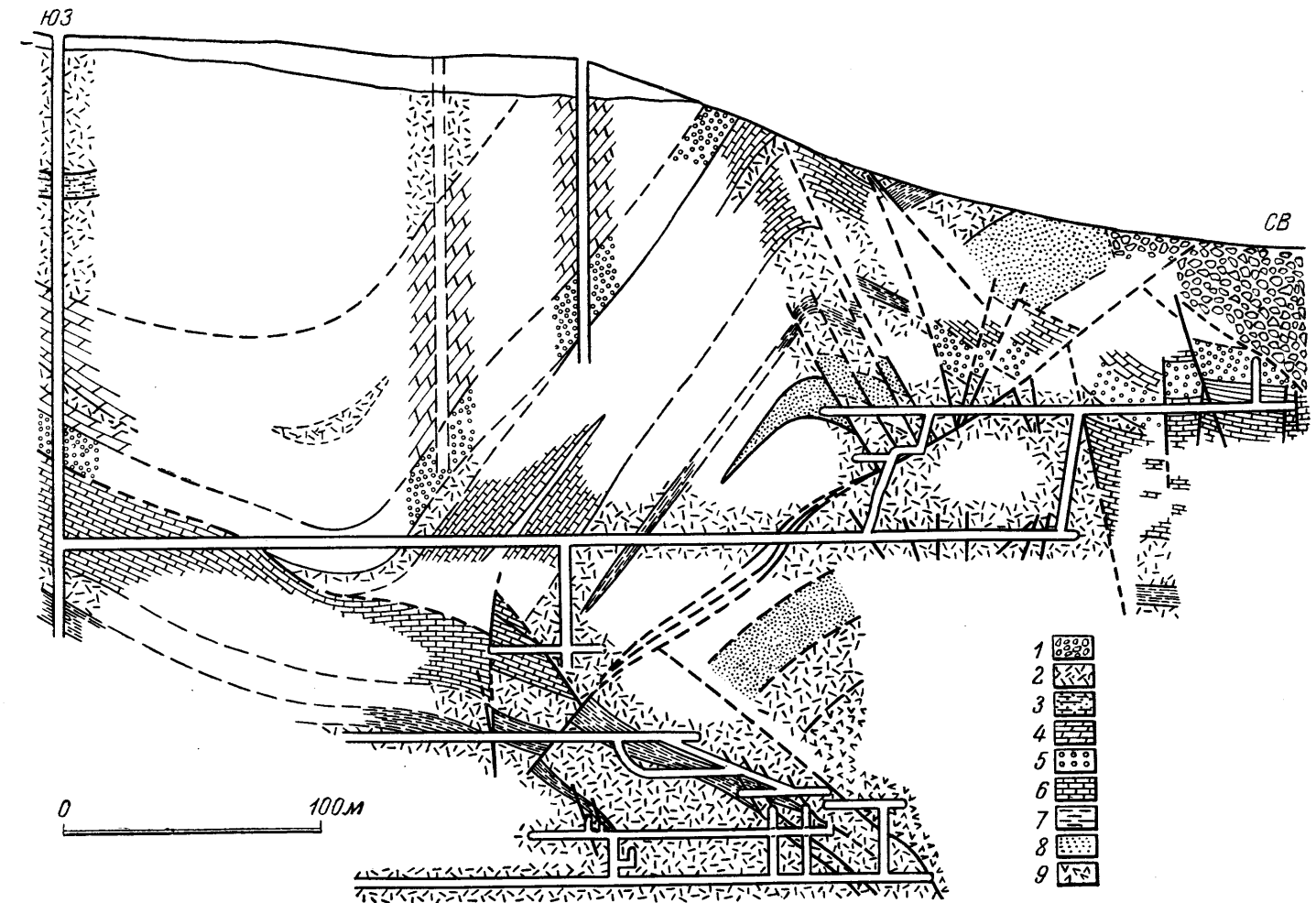


Рис. V-34. Геологический профиль через рудник (по Ч. Бире)

1 — рнолиты и агломераты (плиоцен или плейстоцен); 2 — порфиры (верхний мел или палеоген); 3 — песчаные сланцы (средний и верхний карбон); 4 — ледвильские известняки (девон — карбон); 5 — кварциты (ордовик); 6 — белые известняки (ордовик); 7 — сланцы (кембрий); 8 — кварциты (кембрий); 9 — докембрийские граниты

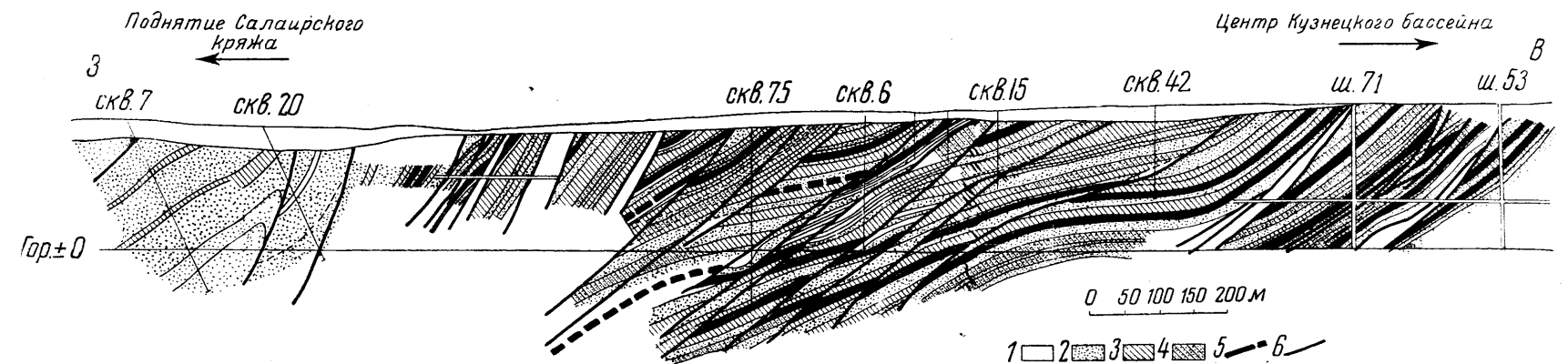


Рис. V-35. Профиль через Анжеро-Судженский район, Кузнецкий бассейн (по В. И. Яворскому)

1 — рыхлые отложения; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаные сланцы; 5 — уголь; 6 — тектонические нарушения

Краевые (передовые) и межгорные прогибы дифференцируются на отдельные впадины, разделенные поднятиями, часто располагающимися кулисно, диагонально по отношению к длинной оси впадины. Возможно, такая дифференциация связана с образованием региональных структурных форм, аналогичных складкам коры геосинклинальных и возрожденных подвижных областей. Поднятия, разделяющие прогибы на отдельные впадины, С. С. Шульц (1948) описал под названием диагональных перемычек в Ферганском и Нарынском межгорных прогибах.

Типичными формами складчатости первого порядка в краевых и межгорных прогибах являются складчатость изгиба (в меньшей мере складчатость скальвания и изгиба), гравитационная и куполовидная складчатость.

**Складчатость изгиба, скальвания и изгиба.** В глубоких краевых и межгорных прогибах, например, в Кузнецком бассейне, главную роль в образовании складок изгиба (рис. IV-20 и V-35) играют тангенциальные силы, направленные со стороны поднимающихся горных сооружений. На ведущую роль бокового сжатия указывают системы чешуйчатых надвигов, формирующиеся одновременно со складками и наклоненные в сторону поднятий. Количество таких надвигов увеличивается по мере приближения к поднятиям, окаймляющим прогибы (рис. V-35). Повидимому, некоторое значение имеет также тангенциальное сжатие, возникающее в верхних горизонтах слоистых пород в связи с гравитационным соскальзыванием всей массы со склонов поднятий. Преувеличивать роль этих сил, однако, нельзя. Критерии, позволяющие оценивать роль гравитационных сил, рассматриваются ниже.

**Гравитационная складчатость** обычна для глубоких прогибов в том случае, когда они формируются параллельно со значительными поднятиями. При этом создается большой наклон поверхности (часто совпадающей с границей верхнего и нижнего структурного этажей), по которой может происходить гравитационное скольжение.

Широкое распространение гравитационной складчатости в предгорных и межгорных прогибах особенно отчетливо выяснено в результате работ С. С. Шульца (1947, 1948). Ценный фактический материал по Фергане опубликован Д. П. Резвым (1947), О. А. Рыжковым (1953 а, б), И. Zubовым (1949) и А. Е. Михайловым (1947).

Морфология гравитационной складчатости разнообразна. Альпийскими геологами описаны складки (рис. V-36), которые, как предполагают, отражают пластическое течение вещества непосредственно по дневной поверхности, существовавшей в период их образования. При этом происходит растягивание слоев горных пород и местные закатывания.

Значительно чаще, повидимому, гравитационная складчатость образуется не путем свободного растекания пластичного вещества по древней денудационной поверхности предгорий, а путем срыва с основания достаточно мощных толщ малоуплотненных осадков. В этом случае уже не может быть речи о свободном растекании вещества. Напротив, в связи с напором сорванной с основания массы во всей мощной толще возникает динамическая обстановка тангенциального сжатия, в связи с чем образующиеся гравитационные складки морфологически нелегко отличить от многих форм дисгармоничной складчатости. Такие гравитационные складки линейно вытянуты, имеют формы брахиантиклиналей, иногда гребневидных, иногда обычных, с плавно закругленными замками.

А. А. Богдановым и Б. М. Келлером (1947) в западноуральском флишевом прогибе описаны гребневидные (килевые) складки терригенных верхнекаменноугольных пород, не имеющие продолжения в подсти-

лающих толщах (рис. V-37 а, б). Зеркало складчатости повсеместно наклонено под углами 7—12° в западном направлении. Гребневидная форма складок в зонах погружения, достаточно крутой наклон зеркала складчатости и смена в противоположном направлении складок моноклинально — вот признаки, позволяющие считать эти складки гравитационными, не имеющими глубокого заложения.

Другой пример гравитационной складчатости можно привести из нефтеносного района Ферганы. В пологих брахискладках адырных зон, сложенных на поверхности молассовыми отложениями бактрийского яруса, устанавливается значительное смещение шарниров складок на

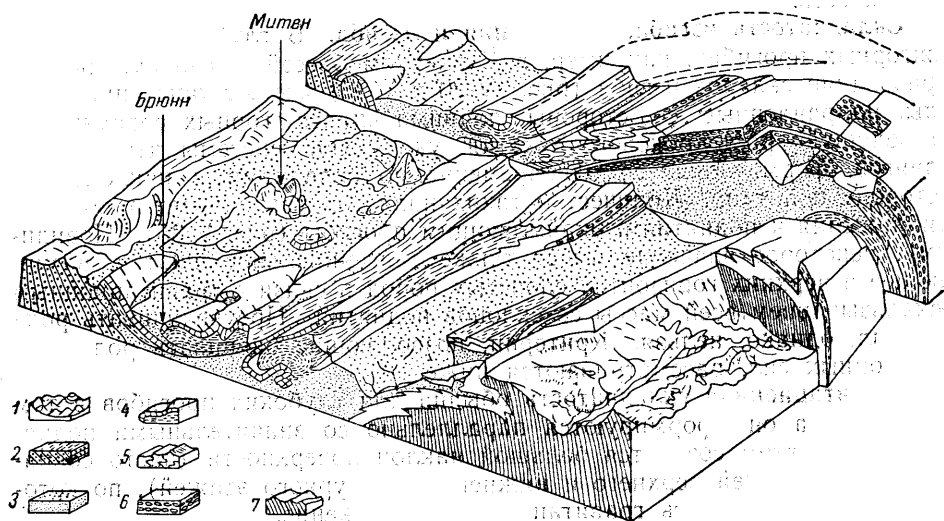


Рис. V-36. Схема западноальпийских покровов (шарпийажей), образованных гравитационными складками (по Арбанцу)

1 — экзотические массивы (клипены) мезозойских пород; 2 — молассы, палеоген и неоген; 3 — флиш, палеоген; породы гельветского покрова; 4 — мел; 5 — юра; 6 — триас и пермь; породы фундамента; 7 — кристаллические сланцы

глубоких горизонтах. Эти складки асимметричны, причем более крутыми являются крылья, обращенные в сторону хребтов, обрамляющих Ферганскую впадину. Глубоким бурением установлено, что смещения сводов палеогеновых отложений по отношению к сводам тех же складок молассовых пород происходит в сторону крутых крыльев (Зубов, 1949). Аналогичное перемещение осей складок известно в молассовых отложениях Трансильвании.

Крутое положение крыльев, обращенных к хребтам, может быть вызвано подсеканием складок движущейся вниз по наклонной поверхности массой пластичных пород, а смещение сводов обусловлено изменением мощностей отдельных простоев и свит, вследствие чего наблюдается резкое увеличение мощностей всего комплекса молассовых отложений бактрийского яруса в полтора-два, а иногда и в три раза в сторону центра Ферганской впадины. Каждый пласт имеет резко увеличивающуюся мощность по мере прослеживания от одного крыла складки через ее свод к другому крылу.

Во всех складках наблюдается закономерное увеличение углов падения слоев более глубоких горизонтов. Так, на северном крыле Андижанской антиклинали, по данным глубокого бурения, верхние (неогено-

вые) отложения имеют наклон 8—10°, а нижние (палеогеновые) — 25—30°. На северном крыле антиклинали Палванташ в верхних горизонтах наклон слоев 10°, в нижних до 30—35°. Такая же закономерность отмечена в антиклиналях Южный Аламышик, Найман, Ходжа Осман и другие.

Продольные нарушения типа надвигов приурочиваются к более крутым крыльям описанных складок. Амплитуда главного надвига андижанской складки достигает 700 м.

Хотя часто трудно найти объективные критерии для отличия гравитационной складчатости от негравитационной, в особенности если в формировании последней принимают известное участие и гравитационные силы, однако эти критерии существуют.

В случае типичной гравитационной складчатости происходит течение массы горных пород вниз, по наклону поверхности поднимающихся складок коры. При этом часто имеет место описанное выше подсекание возникающих складчатых форм. Оно заключается в том, что более крутые крылья складок оказываются обращенными в сторону поднятия, ограничивающего впадину, а при более резком развитии деформации возникают надвиги (правильнее — поддвиги) с плоскостями, падаю-

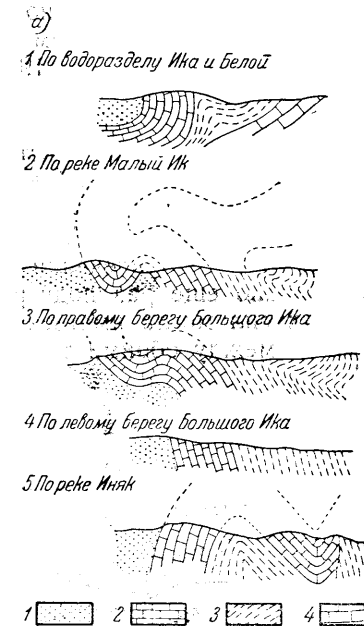


Рис. V-37. а) Опрокинутая складка, развивающаяся из моноклинали (по А. А. Богданову и Б. М. Келлеру)

1 — терригенная толща P<sub>1</sub>; 2 — известняки P<sub>1</sub>; 3 — нижняя терригенная толща C<sub>3</sub>; 4 — известняки C<sub>3-2</sub>

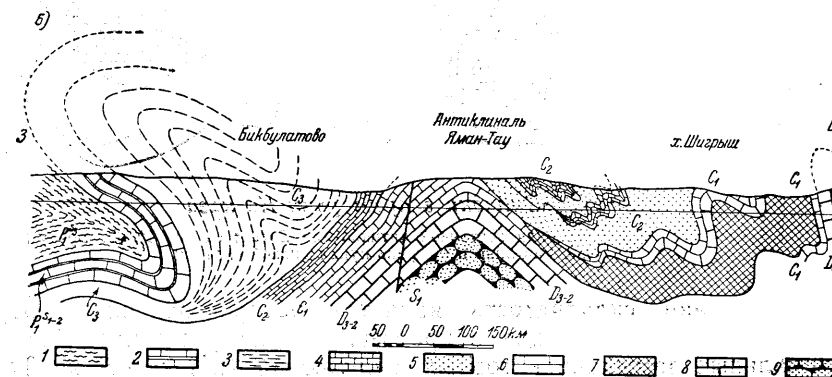


Рис. V-37. б) Геологическое положение той же опрокинутой складки в профиле по правобережью Малого Ика

1 — P<sub>1</sub><sup>8</sup> терригенная толща верхов сакмарского яруса; 2 — P<sub>1</sub><sup>8-2</sup> курманские известняки сакмарского яруса; 3 — C<sub>3</sub> верхний карбон, терригенная толща; 4 — C<sub>2</sub> средний карбон, известняки; 5 — C<sub>2</sub> средний карбон, терригенная толща; 6 — C<sub>1</sub> нижний карбон, известняки; 7 — C<sub>1</sub> нижний карбон, терригенная толща; 8 — D<sub>3-2</sub> верхний и средний девон, известняки; 9 — D<sub>1</sub><sup>2</sup> такатинская свита среднего и нижнего девона, кварцевые песчаники

щими в сторону центра впадины, т. е. в направлении от поднятий, ограничивающих впадину (рис. V-38 а).

Совсем иную морфологию имеет негравитационная складчатость в тех же краевых и межгорных впадинах, когда она образуется в связи с воздействием тангенциально направленных сил при надвигании поднимающихся блоков. При этом происходит опрокидывание складок в сторону центра впадин (Усов, 1933, стр. 57, 1940 б), а взбросы и надвиги падают навстречу действовавшим тангенциальным силам, т. е. в сторону поднятий (Усов, 1933, стр. 31, 1940 б и в).

Такие нарушения представляют уже не подвиги, а настоящие взбросы и надвиги. Большое распространение типичных взбросов и надвигов в передовых и межгорных впадинах с падением в сторону окружающих впадин поднятий (рис. V-35) является прекрасным аргументом против чрезмерных увлечений гравитационным происхождением складчатости. Однако еще раз подчеркнем, что известная доля участия гравитационных сил могла иметься и при образовании негравитационной складчатости, и между обоими типами складчатости возможны переходы.

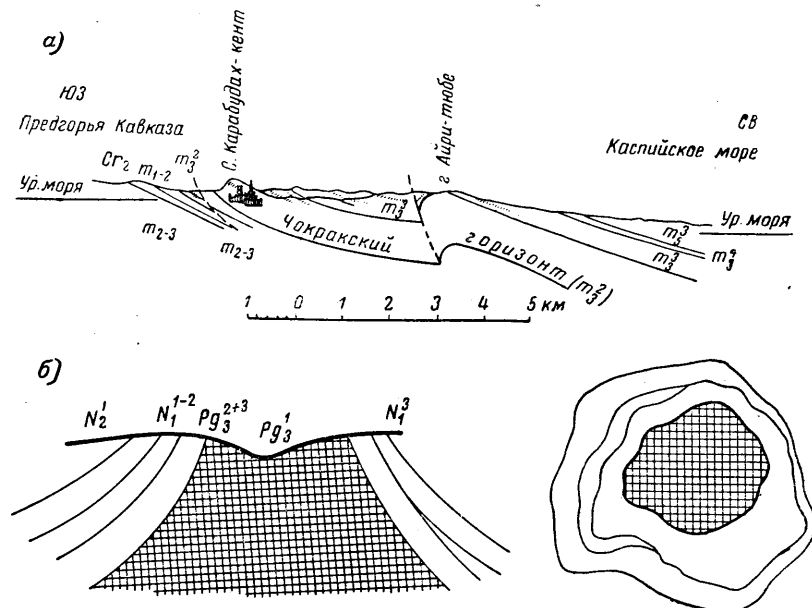


Рис. V-38. Складки в предгорьях Кавказа

а) схема геологического строения восточной антиклинали Дагестана (по И. О. Броду);  
б) схематический план и профиль куполовидной складки

**Куполовидная складчатость** является распространенной формой складчатости первого порядка в краевых и межгорных прогибах и на периклинальных замыканиях горных сооружений (например, на Таманском и Апшеронском полуостровах, располагающихся на периклинальных замыканиях Кавказа).

Характерные черты морфологии, геологического строения и положения куполовидной складчатости сводятся к следующему:

1. В отличие от линейных, геосинклинальных складок, куполовидные складки показывают большую или меньшую тенденцию к независимому расположению, в связи с чем отдельные складки с первого взгляда представляются не связанными с определенными тектоническими направлениями. Крайним выражением такой независимости является правильный купол, в общем изометричный по всем направлениям (рис. V-38 б).

Чаще, однако, полной независимости в расположении куполовидных складок нет и они объединяются в определенные системы, связанные тектоническими осями. Но и в этом случае объединяющие линии, в отличие от таких же линий в геосинклинальных областях, оказываются невыдержанными по простиранию, причудливо изгибаются, занимая разнообразное положение, включительно до перпендикулярного по отношению к генеральным тектоническим простираниям смежной геосинклинальной области (рис. V-39 а).

Каждая антиклинальная линия состоит из ряда куполовидных структур, располагающихся четковидно, иногда кулисно и разделенных седловинами. Кроме того, вдоль каждой антиклинальной линии с серией куполов наблюдается общее погружение или воздымание (Губкин, 1934, стр. 24, 26).

2. Вторая особенность куполовидных складок — развитие антиклиналей и подчиненное значение синклиналей. В крайнем выражении куполовидные антиклинали возвышаются среди горизонтально лежащих слоев и, таким образом, синклинальных эквивалентов антиклинальных складок нет совсем. Однако такие случаи редки. Чаще синклинали также имеются, но представляют уплощенные кюветы, с площадью, во много раз превышающей площадь соседних антиклинальных складок, в связи с чем во внутренней части синклиналей на больших участках горные породы залегают почти горизонтально.

3. Системы куполовидных антиклиналей часто оказываются расположенными на линиях более или менее четко выраженных разломов (рис. V-39 б).

4. Обычным для куполовидных антиклинальных складок является диапиризм, заключающийся в более или менее ярко выраженном протыкании и лежащих сверху слоев нижележащими породами, образующими ядро складки.

5. В куполовидных антиклиналях в связи с их развитием возникают сложные и многообразные системы местных разрывов со смещениями. Особенно характерны системы нормальных сбросов, чаще всего являющихся следствием диапиризма.

6. Вследствие протыкающего механического действия ядра и иногда в связи с замедлением осадконакопления, если складка росла одновременно с отложением осадков, наблюдается меньшая мощность слоев в

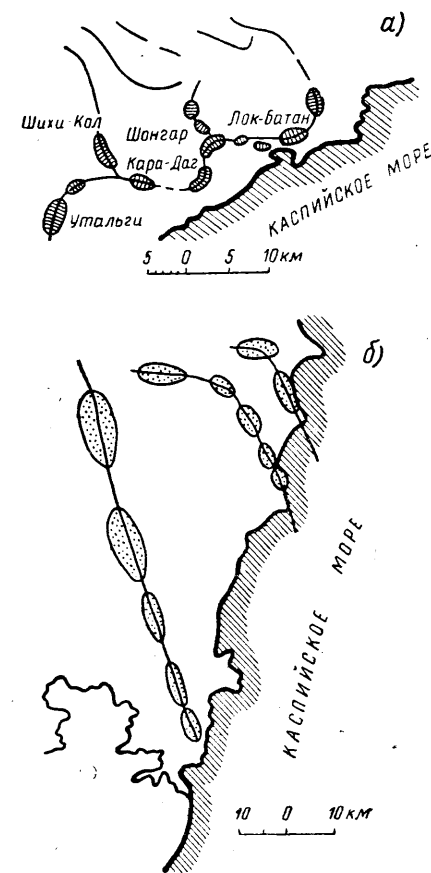


Рис. V-39. Тектонические схемы  
а) западного Апшерона и восточного Кобыстана (по И. М. Губкину и другим данным)

Показаны главные антиклинальные складки. Линиями показано простирание осей складок

б) Прикуринской низменности (по М. Мирчинку, С. Апрезову и В. Хаину)

Линиями показаны установленные и предполагаемые направления сбросов. К наиболее нарушенным частям складок приурочены грязевые вулканы

сводовой части складки по сравнению с мощностью тех же слоев на крыльях складки.

7. В связи с последними двумя явлениями в куполовидных складках наблюдается увеличение дислоцированности, в частности, увеличение угла наклона слоев от периферии к своду.

8. Наконец, как установлено И. М. Губкиным, к куполовидным, диапирового типа антиклиналям приурочены практически все грязевые вулканы.

Впервые диапиры были выделены и описаны румынским ученым Л. Мразеком (1907). Он отнес к диапировым складки, в которых ядро, состоящее из соленосных или других пластичных пород, протыкает вышележащие пласты. И. М. Губкин внес существенные дополнения в это определение, описав многочисленные разновидности диапировых складок и особенно подчеркнув роль глин в ядрах протыкания (1937, стр. 368).

Вышеприведенные определения не охватывают, однако, всего комплекса складок, несомненно, диапирового происхождения, что вызвало попытки уточнить и развить терминологию морфологических типов диапировых складок.

С другой стороны, четкой границы между диапировыми и обычными геосинклинальными линейными и брахиформными складками провести нельзя, несмотря на принципиально различный механизм, лежащий в основе образования первых и вторых.

Можно привести много примеров, когда в областях развития более или менее характерной геосинклинальной и особенно гребневидной складчатости (Хаин, 1938 б) развиваются диапировые формы, т. е.

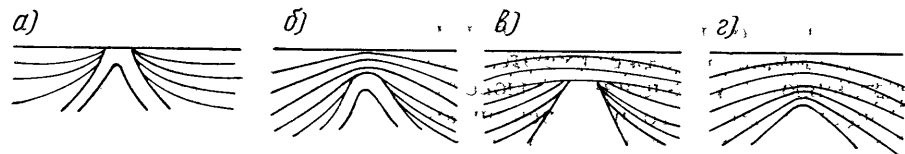


Рис. V-40. Типы диапировых складок

а) диапировая складка с обнаженным ядром протыкания; б) криптодипировая складка; в) диапироидная складка, г) криптодипироидная складка

наряду с преобладающими тангенциальными усилиями проявляется вертикальная сила, передаваемая пластически перемещающимися породами. Значительная вытянутость многих складок в областях широкого развития диапиризма свидетельствует, что здесь имеют место, хотя и в подчиненных значениях, явления тангенциального сжатия.

Таким образом, широкое толкование термина «диапировая складка», которое встречаем у В. Е. Хаина (1938 б), нам представляется правильным. Этот исследователь различает: а) диапировые складки с обнаженным ядром протыкания (рис. V-40 а); б) криптодипировые складки, в которых ядра протыкания либо не развиты, либо глубоко погребены и не обнажаются (рис. V-40 б).

Диапироидными предлагается называть складки, утратившие на поздних этапах осадконакопления диапировый характер. В соответствии с этим различаются: в) диапироидные складки с погребенным ядром протыкания (рис. V-40 в) и г) криптодипироидные складки с недоразвитым ядром протыкания (рис. V-40 г). Примером криптодипироидной складки, по М. В. Абрамовичу, являются Сураханы, где апшеронский ярус сохраняет свою мощность в пределах всей складки, а мощность сураханской свиты верхнего отдела продуктивной толщи заметно варьирует от свода к крыльям.

С диапировыми формами складчатости, к которым, по видимому, должна быть отнесена практически вся куполовидная складчатость, связан ряд интереснейших вопросов структурной геологии. Большое значение в каждом конкретном случае представляет правильное решение вопроса о действительных причинах изменения толщины слоев в сводовых частях куполовидной складчатости.

Существуют две причины уменьшения мощности слоев в замках диапировых складок, которые взаимосвязаны между собой и могут совместно, но в разных пропорциях проявляться при образовании одних и тех же складок. Первая причина — протыкающее действие пород ядра складки, которое вызывает растяжение и утоньшение вышележащих слоев, подвергшихся механическому воздействию поднимающегося ядра. Вторая причина — длительный рост складки, продолжавшийся параллельно с отложением слоев осадочных пород, составляющих складку. Растущая складка могла быть выражена, например, в рельефе морского дна, поэтому в верхних частях ее свода отлагались более грубозернистые и менее мощные осадки. Когда рост складки усиливался, она даже возвышалась над уровнем моря и в такие периоды на куполе складки совсем не происходило осадконакопления (Потапов, 1947, Клоос 1936, стр. 352). Исследованиями советских ученых установлено, что растущие в настоящее время складки на дне Каспийского моря вокруг Апшеронского полуострова выражены отмелями, либо даже поднимаются выше уровня моря в форме плоских островов.

Приводим характерные примеры диапировых складок с ядрами протыкания.

По Д. В. Голубятникову Шубанинская (Аташка) антиклиналь представляет типичный диапир. Для нее характерно, что при своем движении вверх майкопское ядро захватило и увлекло слои чокрака, диатомовые и понтические породы. Поэтому майкоп контактирует с разными горизонтами, от чокрака до продуктивной толщи. Майкопские глины ядра при этом передавлены, превращены в тектоническую брекчию, слои их поставлены круто. Чокрак и остальные слои залегают положе.

По С. Ф. Федорову, в Бурашской антиклинали породы майкопской свиты, слагающие ядро, сильно перемяты, раздроблены, несут зеркала скольжения и поставлены почти на голову. Чокракско-спиралисовые слои залегают положе, более молодые еще положе, так, углы падения в спиралисовых слоях составляют около 45°, а в нижнем сармате — только около 20°. Мощность свит уменьшается по мере приближения к ядру.

Антиклиналь Кала в приповерхностных частях сложена породами среднего апшерона с углами падения 1—3°. Складка настолько полого, что ряд геологов отрицал возможность ее нефтеносности. Однако оказалось, что в верхнем отделе продуктивной толщи, т. е. в более глубоких частях структуры, углы падения пород уже составляют 12—15°. Здесь, как и в других складках криптодипирового типа, наблюдается резкая дисгармония в строении верхних и нижних горизонтов. Свод основания сураханской свиты в этой складке смещен к северо-западу относительно свода пород апшеронского яруса примерно на 2 км (рис. V-41).

Часто к диапировым складкам приурочиваются проявления грязевого вулканизма. Важным продуктом извержения грязевых вулканов являются оригинальные глиняные брекчии, генезис которых часто совершенно неосновательно целиком приписывается динамическому воздействию грязевулканических газов и вод на окружающие породы. В действительности, как указывает А. Д. Архангельский, эти образования представляют в основном тектонические брекчии, обязанные своим происхождением перетиранию пород при формировании диапировых складок и соответствующих надвигов и сбросов. Брекчии состоят из неслонистой глиняной массы, переполненной остроугольными обломками глины и нередко включающей огромное число обломков твердых пород — мергелей, известняков, сферосидеритов и песчаников. Иногда

куски глин имеют эллипсоидальную форму и сглаженную поверхность, напоминая гальки.

Присутствие в брекчиях пород, залегающих на большой глубине, показывает, что брекчиевые массы перемещались в вертикальном направлении. Это выдавливание вверх, замечает А. Д. Архангельский, происходит, вероятно, за счет тех же сил, которые обуславливают образование ядер в диапировых складках.

«Разрывы пластов, с которыми связывается образование тектонических брекчий, служат каналами, по которым поднимаются газы и воды...

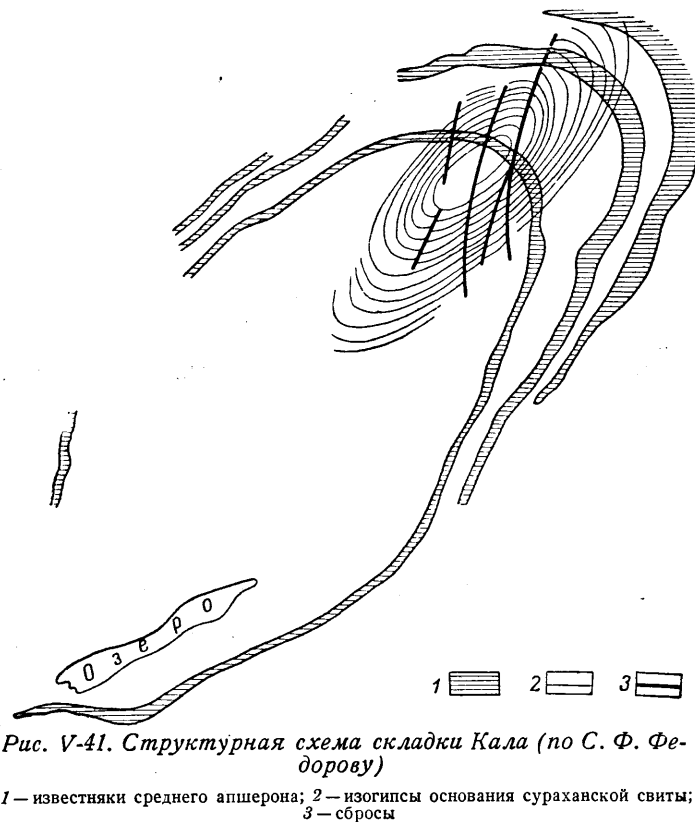


Рис. V-41. Структурная схема складки Кала (по С. Ф. Федорову)

1 — известняки среднего апшерона; 2 — изогипсы основания сураханской свиты; 3 — сбросы

Этим и объясняется та тесная связь, которая существует между распространением брекчий и грязевых вулканов... несмотря на то, что генетически два эти явления имеют между собою мало общего» (1930 а, стр. 41).

В областях развития диапировых складок на Керченском полуострове известны оригинальные формы, представленные синклиналиями, осложняющими вершины, или близкие к вершинам части антиклинальных куполов. Они описаны Н. И. Андрусовым (1893), А. Д. Архангельским и его сотрудниками (1930 а) под названием «вдавленных» синклиналей. Первый правильно понял природу «вдавленных» синклиналей Н. А. Головкинский (1890). Недавно Г. А. Лычагин (1952), развивая представления последнего, показал, что эти образования связаны с древним грязевым вулканизмом, развивающимся в подводной обстановке. Грязевые вулканы, действующие в субаэральных условиях, не могут вызвать заметного проседания пород в связи с быстрой эрозией сопочных отложений и сравнительно большой консолидированностью пород, вмещающих вулкан. При подводных излияниях брекчии предохранены от интенсивной эрозии. Значительная дополнительная нагрузка нагромождающихся на дне брекчий вызывает «расте-

кание» в стороны свежих, не затвердевших осадочных илов, образующих кольцевое возвышение вокруг вулканического острова. Кольцевой вал иногда использовался рифостроящими животными, окаймлявшими грязевой вулкан известняковыми образованиями, выклинивающимися к центру, в сторону жерла.

На участках «вдавленных» синклиналей тектонические структуры, наблюдаемые на поверхности, совершенно не соответствуют глубинным. На нижних горизонтах влияние прогиба не сказывается и там антиклинальные купола оказываются расположенными под вдавленной синклиналью, что приходится учитывать при проектировании разведочных работ.

Интересным вопросом, связанным с диапировыми складками, является вопрос о форме и условиях образования многочисленных разрывных нарушений, представляющих важный элемент строения большой части куполовидных складок.

Расположение сбросов, образующихся в процессе роста диапировых куполов, как отмечает В. В. Белоусов (1948, стр. 289), обнаруживает определенные закономерности. В куполах более или менее правильной

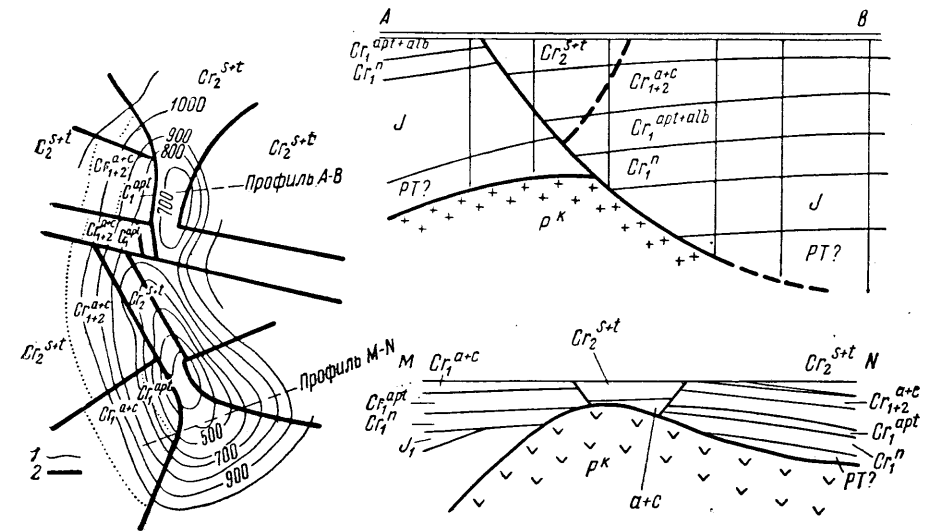


Рис. V-42. Структурная схема и профили типичной Эмбенской куполовидной складки (по Н. В. Неволину и А. П. Чопорову)

1 — сейсмоизогипсы поверхности соли по данным преломленных волн; 2 — сбросы в вышележащих породах по геологическим данным. Масштаб профилей в 5 раз крупнее масштаба схемы

круглой формы одна система сбросов располагается радиально, другая — концентрически. Экспериментально подобное расположение трещин было получено Е. Н. Пермяковым (1949) и А. Линком (1927). Если диапировые складки отчетливо удлинены, преобладают сбросы продольные и поперечные. Однако и продольные нормальные сбросы имеют тенденцию на периклинальных окончаниях складок располагаться веерообразно, что хорошо видно на геологических планах эмбенских куполов (рис. V-42). Экспериментальным воспроизведением сбросов в удлиненных куполах занимался Г. Клоос (1939).

Поперечные относительно удлинения складок разрывы, как правило, представлены нормальными сбросами, иногда крутыми, иногда наклоненными под углами до 50°.

Продольные относительно удлинения складок разрывы часто также представлены нормальными сбросами. Однако довольно обычны продольные взбросы, переходящие во взбросо-надвиги и свидетельствующие

о проявлении сил тангенциального сжатия в верхнем структурном этаже даже в районах развития типичной диапировой складчатости.

Особенно часто взбросы, продольные по отношению к длинным осям куполовидной складчатости, встречаются в краевых и межгорных прогибах, что понятно, поскольку именно там наиболее возможно проявление тангенциальных сил.

В Эмбенском районе, удаленном от молодых и древних складчатых поясов, в связи с чем тангенциальные силы там проявляются в ничтожной мере, взбросовые нарушения практически отсутствуют и выделяются два типа нормальных сбросов — продольные (с тесно связанными с ними поперечными) и собственно поперечные.

Важнейшими являются продольные сбросы с амплитудами смещения в несколько сот метров, ограничивающие грабены, т. е. блоки относительно опущенные. Воображаемые линии, проведенные вдоль этих продольных сбросов, иногда могут быть прослежены непрерывно, от одной структуры к другой, на протяжении десятков километров, что является неплохим доказательством связи солянокупольных складок с региональными тектоническими структурами, по которым поднимались вверх гребни соляного тела. В пределах же отдельных складок, обычно на периферии куполов, продольные сбросы изменяют простирание и в таком случае становятся поперечными относительно

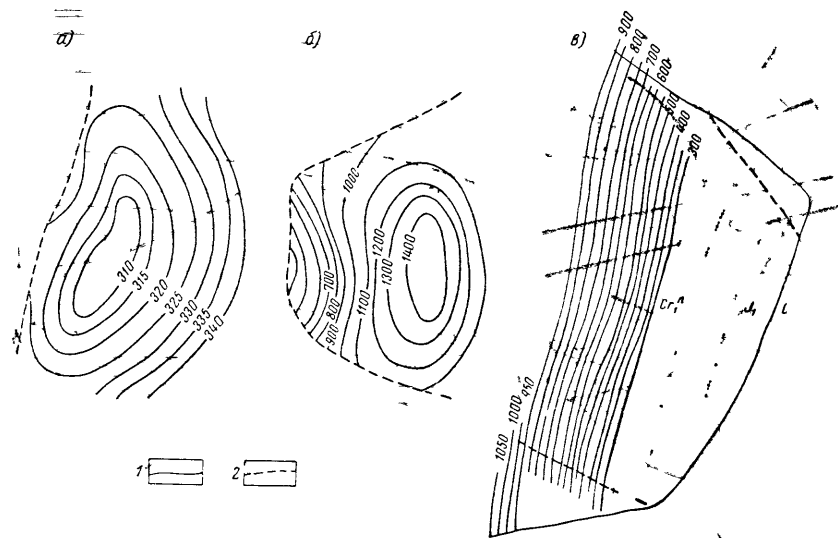


Рис. V-43. Эмбенские солянокупольные складки

а) тип замкнутой структуры, 1 — изогипсы по подошве неокома, 2 — проекция сброса; б) тип полузамкнутой структуры, в) тип незамкнутой структуры

длинных осей куполов. Однако их тесная, непосредственная связь с продольными сбросами требует объединения тех и других. Описываемый комплекс продольно-поперечных крупноамплитудных сбросов рассекает нефтяные поля эмбенских залежей на отдельные структуры, среди которых Н. В. Неволин (1947 а) предложил по форме отсеченных складчатых образований различать три типа структурных форм: замкнутые, полузамкнутые и незамкнутые (рис. V-43 а, б, в). Оказывается, во всей области нефтяные залежи почти исключительно приурочены к замкнутым и полузамкнутым структурным формам. Незамкнутые нефти почти никогда не содержат. Этот пример практической важности изучения и правильной генетической классификации геологических структур весьма показателен.

Что касается собственно поперечных сбросов, непосредственно не связанных с продольными сбросами, то они имеют подчиненное значение и обычно амплитуды менее 200 м. Поперечные сбросы только разбивают нефтяные залежи на ряд блоков, но не определяют их местоположение, что позволяет считать их более молодыми, наложенными на основную структуру (эпигенетическими).

Теоретический интерес наблюдений над системами разрывов в куполовидных складках заключается в том, что по характеру разрывов

мы можем судить об относительной интенсивности вертикальных и тангенциальных сил, обусловивших формирование данной куполовидной складчатости.

Достаточно познакомиться с системой сопряженных трещин скалывания, развивающихся над штоком поднимающейся вверх массы каменной соли (рис. IV-26), чтобы убедиться, что единственной возможной причиной образования такой системы является действие вертикально ориентированной силы, в связи с чем главная ось деформации *S* оказывается ориентированной также вертикально. На такую ориентировку нам указывает расположение квадрантов сжатия и расширения (сравни стр. 52—53 главы II) в системах пересекающихся трещин.

Возвращаясь к эмбенской соляно-купольной области, мы наблюдаем такую же закономерность в расположении разрывов над штоками каменной соли и такую же ориентировку главной оси деформации *S*. Кажущееся противоречие — наличие ясно выраженных грабенов, т. е. блоков, относительно опущенных и располагающихся в центральной части

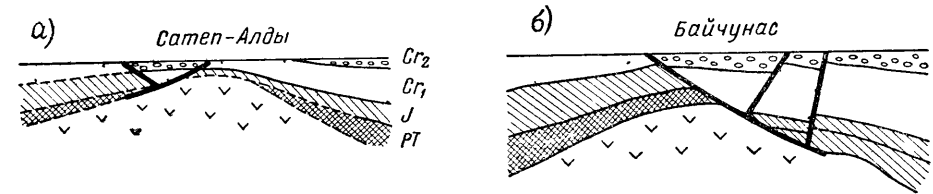


Рис. V-44. Профили через соляно-купольные структуры Эмбенского района (по В. С. Черноброву)

купола, там, где следует ожидать отнюдь не опускания, а максимального поднятия, хорошо разъяснено работами многих геологов. По Ю. А. Косыгину (1940), особенностью эмбенских грабенов является отсутствие активных движений опускания по поверхностям нормальных сбросов. Геологические съемки показывают, что породы, составляющие внутренние части грабенов, наименее перемещены относительно пород, находящихся в ненарушенном залегании в межкупольных пространствах. Наоборот, породы, залегающие в одном и в другом борту грабена, испытали активное движение вверх. Это вполне согласуется с выяснившейся неосновательностью представлений о расположении грабенов непосредственно в сводовой части купольных структур. По данным разведок, грабены располагаются не над вершинами соляных штоков, а в верхней части их склонов (рис. V-44 а, б).

Следовательно, грабены Эмбенской области отнюдь не образованы в результате опускания некоторых участков земной коры. Происхождение их связано с неравномерным поднятием пород разорванного растяжением купола.

Убедившись на примере двух совершенно различных областей в генетическом смысле систем нормальных сбросов в куполах складок, мы обратимся к третьему району, Апшеронскому полуострову, в котором диапировое происхождение складок оспаривается рядом геологов. Достаточно ознакомиться с системами нормальных сбросов в ядрах складок (рис. V-45 а, б), чтобы убедиться в значительной роли явлений диапиризма и в этом районе. Однако наряду с системами нормальных сбросов в складках развиваются взбросы, указывающие на значительную роль тангенциальных сил в их формировании. Этот вывод мы уточним на основании данных глубокой сейсморазведки (рис. IV-49), которая подтверждает, что степень деформации слоистых пород до глубины 6000 м



в районе Апшерона оказывается изменяется мало. Отсюда следует, что складчатость Апшеронского полуострова формировалась также тангенциальными тектоническими силами. Перед нами еще один при-

a)

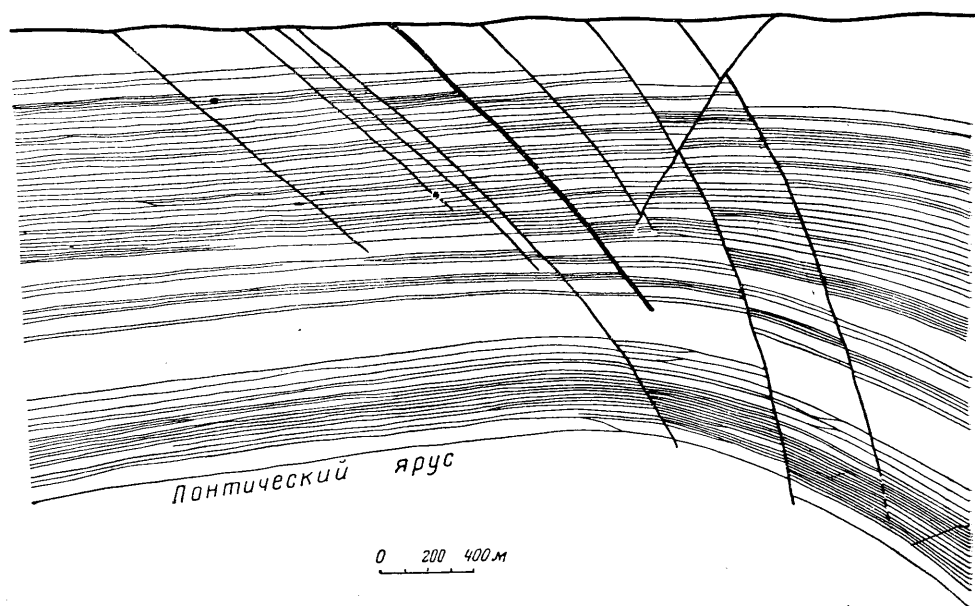


Рис. V-45. Профили через складку на Апшеронском полуострове

a) продольный профиль

мер генетических связей совершенно различных типов складчатости. Налицо проявления одновременного действия двух генетически различных факторов — тангенциальных и вертикальных тектонических сил.

Некоторые диапировые складки в Карпатах (Богданов, 1949 в), в Каратау (в Тянь-Шане) и в других районах также тесно связаны со складчатостью геосинклинального типа, формирующейся в условиях бокового сжатия. Образование таких диапировых складок вызвано протыкающим действием особенно пластичных пород, с силой нагнетаемых с крыльев складок в замковые части, при обычной складчатости. Однако в целом такие условия образования диапировых складок наблюдаются довольно редко, потому что для их осуществления требуется присутствие в разрезе особенно пластичных пород, а вышележащие породы не должны быть слишком мощными, чтобы могло произойти механическое протыкание.

Повидимому, в областях геосинклинальной складчатости встречаются также диапировые складки принципиально другого типа. В них породы протыкающего ядра значительно более жесткие, чем окружающие мягкие, мощные, обычно сланцевые толщи. В таком случае при смятии в складки жесткие породы ядра могут протыкать вышележащие пластичные породы с образованием на контактах двух толщ механического разрыва. Такие складки могут представлять практический инте-

рес, когда к раздробленным контактам приурочены рудные тела, использующие поверхности срыва и дробления как полости для своего отложения.

b)

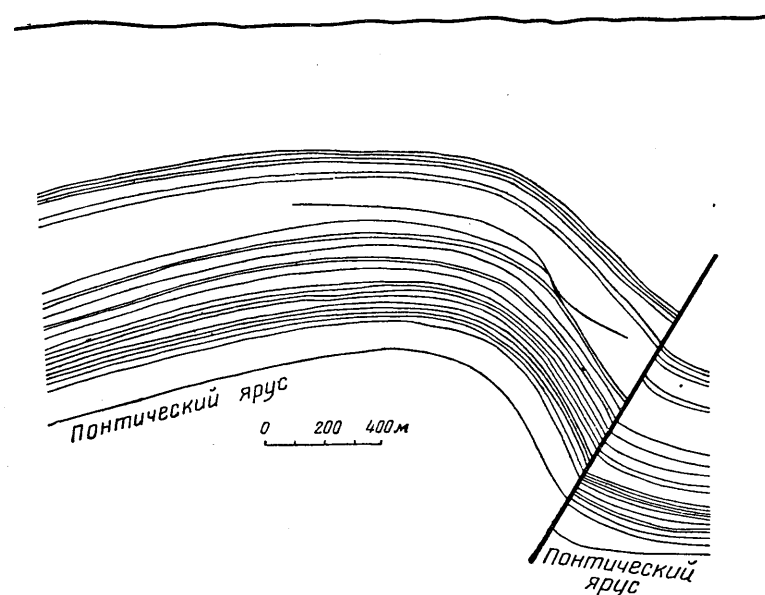


Рис. V-45

b) поперечный профиль

#### СКЛАДЧАТОСТЬ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Генезис складчатых структурных форм на платформах изучен еще меньше, чем образование складчатости в геосинклиналях, возрожденных зонах и прогибах. Особенно неясным оказывается вопрос о генеральной динамической обстановке формирования региональных структурных форм. В соответствии с этим и вопрос об аналогах складок коры на платформах не может считаться решенным. А. П. Карпинский считал, что активными тектоническими силами, преобразующими структуру платформ, были тангенциальные напряжения. Н. С. Шатский, являясь сторонником представлений об образовании складчатых поясов Земли тангенциальными силами, не находит на платформах широко распространенных структурных форм, которые можно было определенно связать с тангенциальным сжатием.

**Синеклизы и антеклизы.** Структурами самых больших размеров на платформах являются синеклизы — огромные, очень слабые понижения земной коры и антеклизы, поднятия земной коры, являющиеся положительными аналогами синеклиз (Шатский, 1945 б, стр. 11—15).

Морфологически синеклизы характеризуются очень пологим падением пластов на крыльях, от долей метра до 5 м/км, т. е. до 0,5%, хотя краевые части синеклиз, как установлено в последнее время, образуют резкие флексуобразные изгибы.

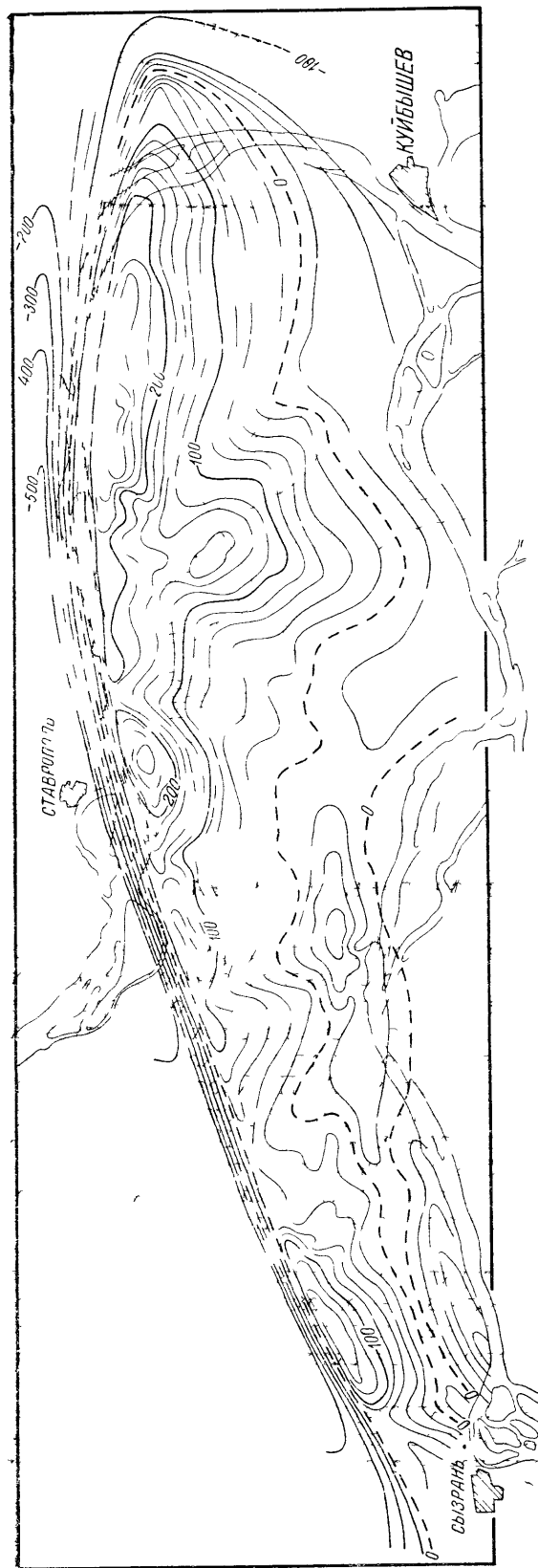


Рис V-46. Асимметричная плакантиклиналь. Схематическая структурная карта по швагериновому горизонту (по Г. Н. Пермякову, 1940)

Размеры синеклиз весьма значительны. Московская синеклиза длиной до 1500 км и шириной около 900 км имеет площадь порядка одного миллиона квадратных километров; примерно такую же площадь имеет Прикаспийская синеклиза. Большие размеры характерны для Тунгусской и Вилюйской синеклиз, синеклизы Парижского бассейна и т. д. Московская синеклиза наметилась уже в конце девона и продолжала прогибаться в карбоне, перми и мезозое (Шатский, 1940). В осевых частях синеклиз накапливаются наиболее мощные толщи, которые образуют наиболее полные разрезы, представленные только платформенными фациями; на крыльях синеклиз мощности формаций обычно уменьшены и перерывы особенно часты.

Часть геологов считает синеклизы и антеклизы образованиями генетически аналогичными складкам коры в геосинклиналях и в возрожденных подвижных зонах, т. е. связывает их образование с тангенциальным сжатием земной коры. Противником этих представлений является Н. С. Шатский, указывающий, что по всем данным в образовании синеклиз и антеклиз тангенциальные напряжения не имели никакого значения.

Возможно, что синеклизы или по край-

ней мере некоторые из них представляют структурные формы, образованные в связи с генеральной обстановкой тангенциального растяжения земной коры в больших ее участках. В пользу такого предположения говорят многие черты морфологического сходства и геологической истории формирования некоторых синеклиз и типичных наложенных бассейнов.

Вторым аргументом в этом же направлении является отсутствие равноценных положительных аналогов синеклиз. Так называемые валы большей частью, за исключением, может быть, Полесского вала, не являются антеклизмами, так как представляют структуры второго

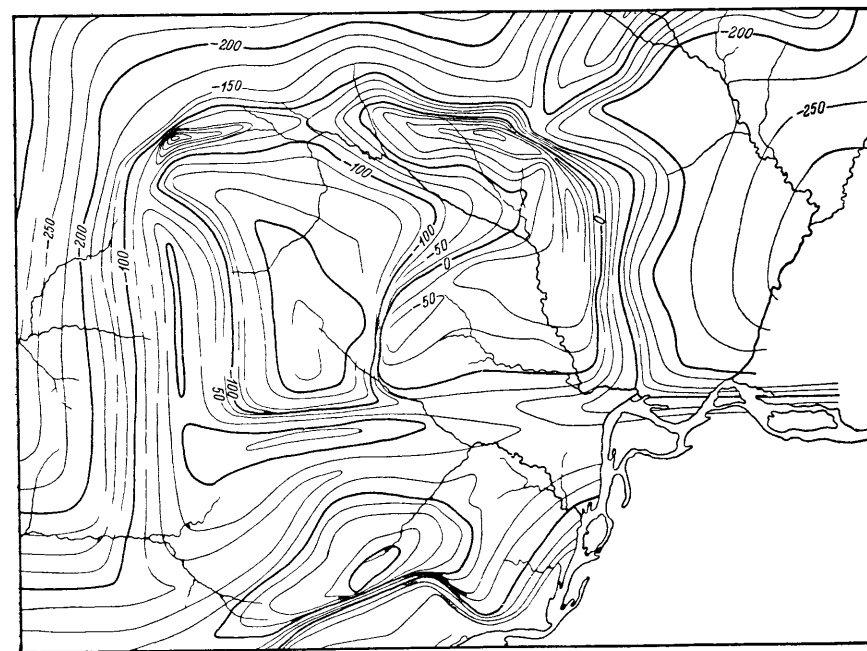


Рис V-47. Группа плакантиклиналей. Схематизированная структурная карта кровли среднеуральских отложений (по П. Е. Оффману)

порядка. Предложения относить к положительным аналогам синеклиз ядра платформ (щиты), обладающие, как известно, устойчивой тенденцией к поднятию, вряд ли обоснованы, потому что синеклизы и щиты отнюдь не образуют закономерно сопряженных структурных единиц. Более вероятно, что они генетически не имеют между собой прямой связи.

Структуры первого и более высоких порядков на платформах представлены плакантиклиналями, структурными уступами и террасами.

Плакантиклинали морфологически мало похожи на обычные антиклинали. По Шатскому (1945 б, стр. 17—25), для плакантиклиналей характерно следующее. 1) они представляют в большей своей части пологие, асимметричные образования. Падение пластов на пологих крыльях нередко измеряется минутами, но на крутых крыльях, особенно в глубоко расположенных слоях, наклон достигает 45—75°. Такие крылья имеют вид крутых флексур, 2) в плане форма плакантиклиналей весьма разнообразна, иногда они похожи на брахиантиклинали (рис. V-46), иногда (рис. V-47) форма их очень неправильная; 3) они

не образуют таких параллельных рядов, какие характерны для линейных складок в геосинклинальных областях; 4) плакантиклинали не сопровождаются сопряженными с ними структурами синклинального типа; 5) в плакантиклиналях наблюдается увеличение падения слоев на крыльях от молодых к более древним породам. Это явление связано с увеличением мощностей на крыльях, сравнительно со сводами; оно сопровождается выпадением отдельных горизонтов в сводах, появлением размывов и иногда литолого-фациальным изменением пород.

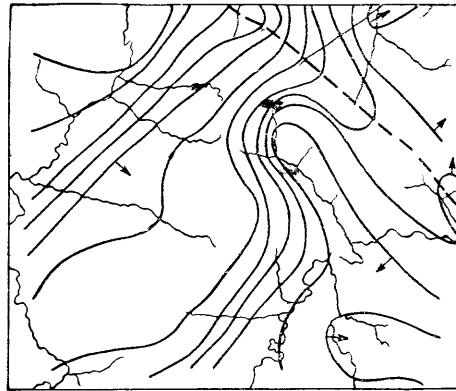


Рис. V-48. Структурный нос Тресьяно-Петровской полосы поднятий (по Е. В. Чибриковой)

Если поднятия, подобные тем, которые образуют плакантиклинали, незамкнуты в плане, выступая в каком-либо одном направлении, их называют структурными носами (рис. V-48). В других случаях поднятие образует моноклиналный тектонический или структурный уступ (рис. V-49), представляющий сравнительно узкую, далеко протягивающуюся зону

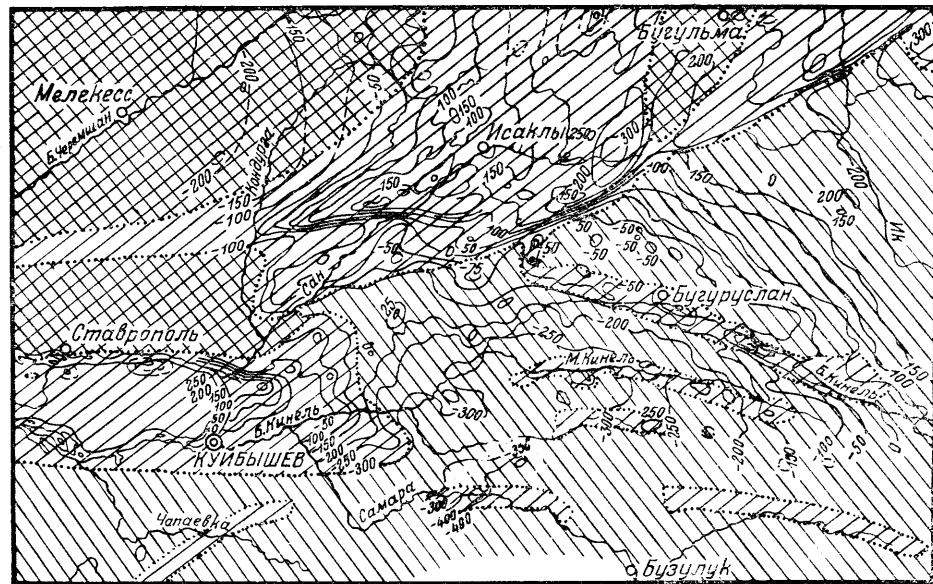


Рис. V-49. Структурные уступы в Куйбышевско-Бугурусланском районе (по Л. Н. Розанову)

1 — изолинии кровли „подлужника“ через 50 м; 2 — куполовидные поднятия; 3 — области поднятий; 4 — моноклиналные склоны; 5 — области прогибов

с более крутыми углами залегания пород, или структурную террасу (рис. V-50), представляющую зону с более пологим залеганием пород; структурные зоны обоих типов протягиваются на десятки,

иногда на сотни километров сравнительно прямолинейно или в виде больших открытых дуг.

Плакантиклинали часто располагаются вдоль структурных уступов, очевидно, находясь в тесной генетической связи с последними. Это явление описано для структурного уступа Самарской луки, в районе Бугуруслана, и на Тимане (Оффман, 1945 а, б, стр. 65).

Структурные уступы описаны на юго-западном периклиналном замыкании Московской синеклизы А. Д. Архангельским. (1941), В. А. Жуковым (1945, стр. 81, 82, 87), в Прикаспийской синеклизе

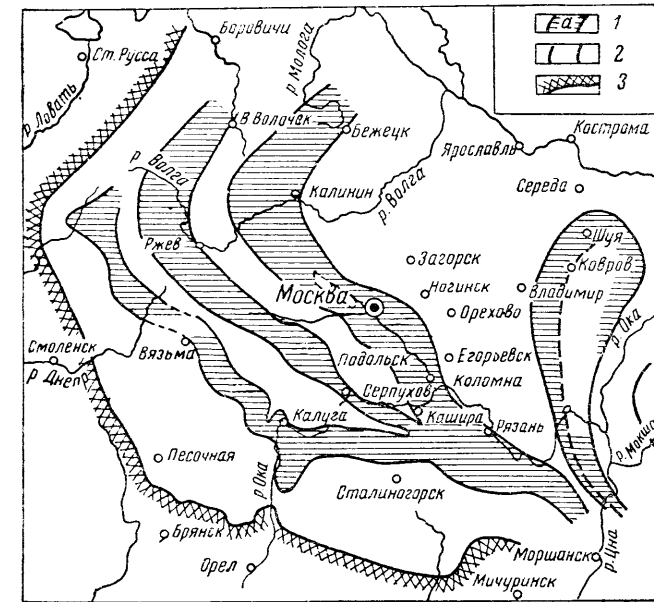


Рис. V-50. Структурные террасы на южном и западном крыльях Московской синеклизы (по В. А. Жукову)

1 — зоны увеличения углов падения пород каменноугольного возраста; 2 — зоны пологого залегания пород (террасы); 3 — западная граница синеклизы

А. А. Богдановым (1945) и в бортах Иртышской синеклизы А. А. Борисовым (1944). Возможно, эти структурные уступы отражают соответствующие расколы в породах древнего фундамента.

Вытянутые в виде рядов группы плакантиклиналей обычно называются валами. А. П. Карпинский (1919), А. Д. Архангельский (1911, 1923) некоторое время и Е. В. Милановский (1940) считали валы эмбриональными складками, образованными тангенциальными напряжениями и подчиненными на востоке Русской платформы Уральской складчатой зоне. По А. Д. Архангельскому, Окско-Цнинский вал возник частью в каменноугольное и частью даже в послепермское время.

Иначе рассматривает генезис валов и вообще всего комплекса плакантиклиналей Н. С. Шатский (1945 б, стр. 55—58). Он указывает, что плакантиклинали располагаются закономерно по отношению к крупным структурным платформенным единицам первого порядка — синеклизам и антеклизам, осложняя их крылья либо в продольном, либо в поперечном направлении. По отношению к странам света плакантиклинали расположены также закономерно. Все известные системы плакантиклиналей Русской платформы распадаются на следующие группы: а) северо-

восточные (Доно-Медведицкая система, Саратовские дислокации в широком смысле, Гуймазинская группа, Камский вал); б) северо-западные (Керенско-Чембарская система, Иссинская плакантиклиналь); в) широтные (Жигулевская, Бугурусланская); г) долготные (Окско-Цнинская, Вятская система структур и др.).

Таким образом, имеются две системы плакантиклиналей: (1) диагональная и (2) ортогональная, аналогичные двум системам трещин на Русской платформе, о чем см. ниже, главу VI — о трещиноватости. Плакантиклинали являются отражением в верхнем структурном этаже движений по характерным системам трещин в кристаллическом этаже платформы; последние выделяются среди трещин своей амплитудой, являясь разломами типа крупных сбросов или взбросов, образуя горсты; крутое крыло плакантиклиналей соответствует положению контролирующего разлома (Шатский, 1937 б, 1945 а, б; Мазарович, 1936, 1938; Оффман, 1945 а, б; Тихонович, 1944).

Таким образом, данные последних лет приводят к старым представлениям А. П. Карпинского (1894, 1919), считавшего валы (плакантиклинали) отражениями в верхнем структурном этаже движений по разломам гнейсового докембрийского фундамента.

В. А. Магницкий (1946), анализируя гравияномалии в районах развития плакантиклиналей, приходит к выводу, что в породах кристаллического фундамента платформы в связи с его неоднородностью, под влиянием тектонических сил образуются не только горсты и грабены. Поскольку отдельные участки фундамента обладают пониженным коэффициентом вязкости и более коротким периодом релаксации, могут возникать местные деформации псевдопластического типа по законам деформации упруго-вязкого материала. Это вполне вероятно, учитывая продолжительность действия тектонических сил и крайне медленный ход процесса деформации. В подобных, более податливых участках будут возникать антиклиналеобразные вздутия вещества фундамента, вначале без разрывов, затем в некоторых местах, где скорость деформации будет достаточна, возможно образование разрывов.

Из всего вышеизложенного видно, что многие исследователи тектоники платформ сходятся во взглядах на непосредственные причины образования плакантиклиналей, связывая последние с вертикальными движениями фундамента платформы. Динамическая обстановка образования плакантиклиналей, структурных уступов, террас, носов в породах верхнего структурного этажа выражается вертикальной ориентировкой действующих сил. Что же касается первичной причины движений блоков погребенного фундамента, то в этом вопросе нет согласия между большинством исследователей, так же как и нет согласия по вопросу о генеральной динамической обстановке формирования региональных структур платформ.

Н. С. Шатский, обращая внимание на геометрическую правильность систем разрывов Русской и Канадской платформ (ортогональная и диагональная системы), считает, что по крайней мере многие трещинные структуры платформы могут быть связаны не с локальными тектоническими силами, а с теми особыми и всеобщими тектоническими силами, которые развиваются в земной коре в целом в связи с космическими причинами, главным образом в связи с вращением Земли вокруг своей оси.

Обособленное геологическое и структурно-тектоническое положение среди платформенных структур занимают погребенные массивы ишимбаевского типа, расположенные в непосредственной близости к платформенной стороне Уральского краевого прогиба. Первоначально были

высказаны положения, что массивы представляют собой чисто тектонические формы типа брахиантиклиналей (Богданов, 1935). Эта крайняя

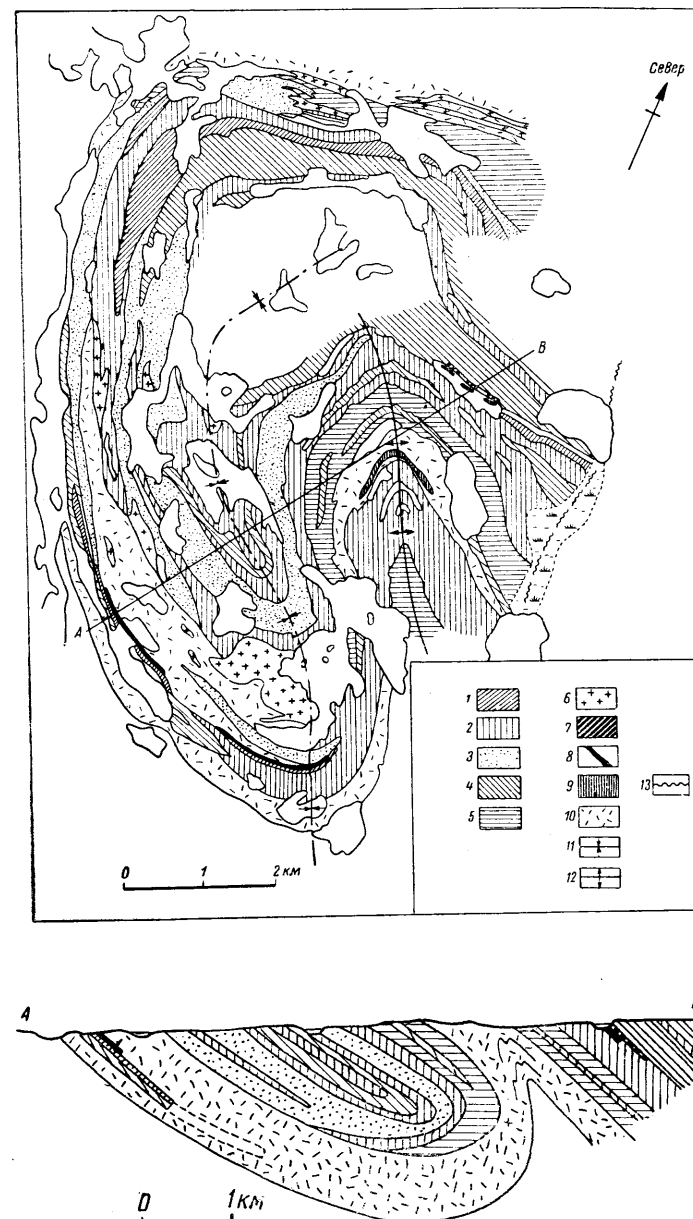


Рис. V-51. Геологическая карта и профиль района Шеррит Гордон в Канаде. Сложная складчатость в докембрии с участием гранитов (по В. Фэрлю)

Седиментарные породы: 1 — кварцит; 2 — кварцево-биотитовый гнейс; 3 — кварцево-роговообманковый гнейс; 4 — кварцево-роговообманково-биотитовый гнейс; 5 — гранитизированные осадочные породы. Интрузивные породы: 6 — граниты; 7 — пегматит; 8 — рудная зона; 9 — пироксенит; 10 — роговообманково-гранатовый гнейс. Элементы структуры: 11 — синклиналь; 12 — антиклиналь; 13 — сброс

точка зрения, на том основании, что карбонатные толщи в массивах оказались залегающими почти горизонтально, оспаривалась с других, также крайних позиций, согласно которым погребенные массивы

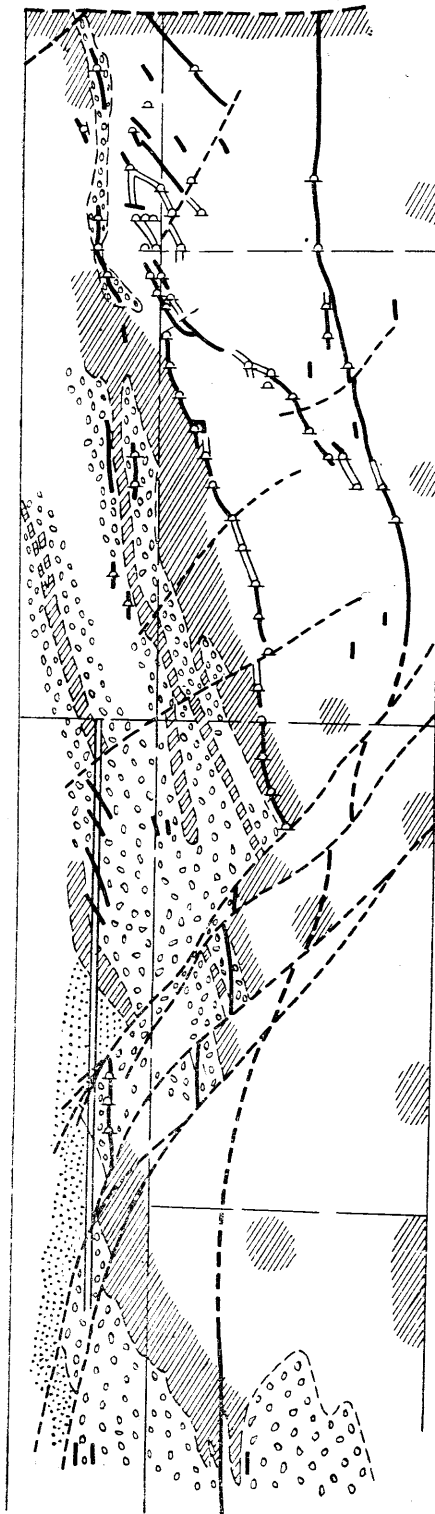
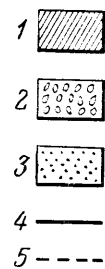


Рис. V-52. Сложная складчатость в докембрии Канадского щита, район Кирклендлейк (по Вэрду и др.)

Алгоманские породы: 1 — сиенит-порфир. Тамискамингские породы: 2 — конгломераты; 3 — туфы; 4 — жилы в трещинах сбросов; 5 — последние рудные взбросы



0 75 150 225 м

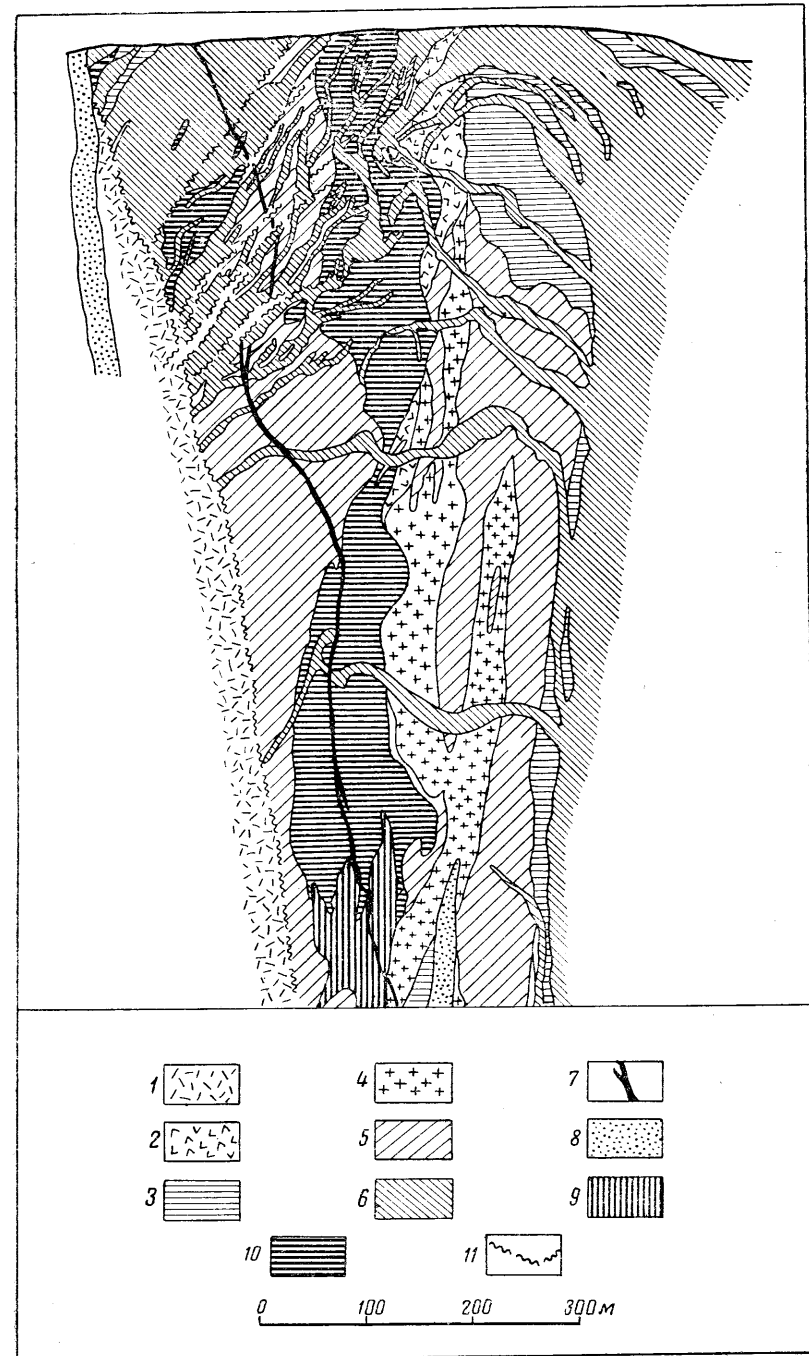
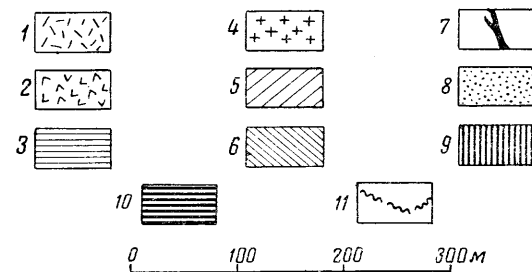


Рис. V-53. Сложная складчатость в докембрии Канадского щита, рудник Горн (по П. Прайсу)

1 — андезит; 2 — кварцевый порфир; 3 — массивный риолит; 4 — риолитовый туф; 5 — риолитовая брекчия; 6 — метадиабаз; 7 — сиенит-порфир; 8 — поздний диабаз; 9 — вкрапленные руды в окварцеванных риолитовых брекчиях и др.; 10 — массивные руды; 11 — сброс



0 100 200 300 м

ишимбаевского типа не имеют связи с тектоническими явлениями и представляют первичные аккумулятивные формы рифовых отложений, моделированные в той или иной мере эрозией (Страхов, 1946 б). Действительное происхождение описываемых структурных форм более сложное. Ишимбаевские известняковые массивы являются остатками эродированных рифовых банок, венчающих сводовую часть длительно развивавшегося асимметричного антиклинального поднятия (Богданов, 1949 б).

**Складки в магматических и метаморфических породах докембрийского основания.** Повидимому, необходимо выделять в особую группу складки в магматических и метаморфических породах докембрийского основания.

Морфология складок в породах докембрийского основания очень разнообразна, но всех их объединяют отчетливые признаки формирова-

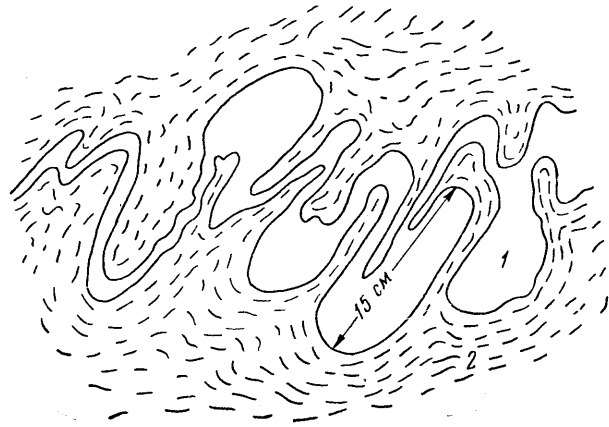


Рис. V-54. Птигматическая складчатость пегматитовой жилы (по А. А. Сорскому)  
1 — пегматит; 2 — гнейс

ния в условиях интенсивного термального метаморфизма, приводящего к весьма пластическому, а иногда к расплавленному состоянию вещества.

В интенсивно дислоцированных поясах развита разнообразная, часто сильно сжатая складчатость, в которой участвуют не только параметаморфические породы, но и разнообразные магматические тела — жилы и пластовые залежи кислых и основных пород, межформационные тела значительной мощности и т. д. Образуются различные будинажные структуры (табл. XVII). Такого полного и интенсивного участия магматических пород в самых сильно дислоцированных образованиях не наблюдается в более молодых складчатых поясах (рис. V-51, 52, 53). Другая важная особенность складчатых структурных форм в докембрийских щитах — широкое развитие складок с вертикальными и даже опрокинутыми осями. Это явление настолько распространено, что возникают предположения, не отражают ли складки с вертикальными осями горизонтальные, сдвиговые перемещения земной коры вдоль складчатых поясов.

Часть складок в магматических и метаморфических породах докембрийского основания вне зон смятия глубинных разломов не несет следов сильных тектонических воздействий. Если отвлечься от сложных форм складочек высоких порядков, крупные складки этого типа обычно имеют открытые формы, сравнительно пологие крылья и часто являются

типичными складками послонного течения (параллельные складки второго вида).

Такая складчатость формировалась, повидимому, под воздействием вертикально ориентированных напряжений в связи с выдавливанием кверху вещества более глубоких горизонтов в условиях тангенциального сжатия.

Доказательства существования тангенциального сжатия и в этом случае доставляются наблюдениями над морфологией складок, их отчетливой вытянутостью вдоль основных структурных линий докембрийского фундамента.

При местных размягчениях и, может быть, даже расплавлениях вещества, которые отражают исключительную активность магматических эманаций в период деформации, образуются разнообразные складки течения высокопластических масс и так называемая птигматическая складчатость (рис. V-54), впервые выделенная И. Седерхольмом (табл. XVIII).

Разнообразные формы складок в породах докембрийского основания описаны в последнее время А. А. Сорским (1952). Позднее, в палеозое, мезозое и кайнозое складчатость такого типа в больших количествах формировалась, вероятно, только в зонах смятия глубинных разломов.

## ДЕЛИМОСТЬ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

В настоящей главе рассматриваются системы поверхностей легкой делимости в породах и трещины, образование которых не сопровождалось существенными перемещениями вдоль отдельных поверхностей раздела. Оговорка относительно «отдельных» поверхностей делается потому, что незначительные движения по единичным разделяющим поверхностям могут суммироваться по многим трещинам или поверхностям и в целом вызывают весьма большие перемещения в широкой полосе рассланцеванных горных пород.

Делимость породы, т. е. способность раскалываться по параллельным поверхностям, во многих случаях образуется в результате пластических деформаций в средних и глубоких зонах земной коры. В этих случаях в породах развиваются структуры пластического течения. Трещины, расчленяющие горные породы на полигональные или неправильные куски и блоки, являются результатом разрывной деформации и образуются главным образом в верхней зоне земной коры.

Делимость и трещиноватость целесообразно рассматривать совместно, потому что между обоими структурными типами наблюдаются постепенные переходы и взаимное проникновение, исключающее возможность отчетливых разграничений. Делимость и трещиноватость на практике обычно являются объектом одновременного изучения и составляют предмет так называемой трещинной тектоники.

### ГЛАВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

**Делимость** — нейтральный термин, не имеющий генетического значения и означающий любую способность горной породы легко раскалываться по определенным поверхностям. Поверхности делимости не выражены видимыми или микроскопическими трещинами и совпадают с направлениями спайности и преимущественной ориентировки минералов.

**Трещиноватость** — нейтральный термин, не имеющий генетического значения. Обозначает расчлененность горных пород трещинами, вдоль которых не происходило существенных перемещений.

**Эндокинетическими трещинами** мы будем называть трещины, образовавшиеся в связи с внутренними процессами изменения вещества породы. Эндокинетические трещины могут быть образованы: а) в связи с увеличением объема горной породы при гидратации составляющих породу минералов; б) в связи со стяжением или сокращением объема вещества, например, при охлаждении расплавленной магмы; в) в связи с уменьшением объема при высыхании первоначально влажных осадочных отложений и т. д.

**Экзокинетическими трещинами** будем называть такие трещины, которые образованы в связи с внешними воздействиями на породы. В эту группу попадут главным образом трещины тектонического происхождения, а также трещины освобождения от нагрузки и т. п.

**Отдельностью** будет называться только эндокинетическая трещиноватость в слоистых и массивных породах, образование которой не связано с тектоническими силами. Необходимо решительно прекратить пользоваться термином отдельность при описании трещиноватости тектонического происхождения.

**Кливажем** мы будем называть делимость и трещиноватость, развивающиеся только в слоистых горных породах, генетически связанную только со складкообразованием.

**Сланцеватостью** будем называть некоторые категории хорошо развитых систем кливажа (преимущественно так называемого кливажа течения) среди слоистых пород, а также делимость и трещиноватость в массивных породах, формирующиеся в связи с пластической деформацией при складкообразовании.

**Рассланцеванием** будем называть часто расположенные поверхности делимости или трещиноватость, образующиеся в связи со скольжением вещества породы по параллельным плоскостям в тектонических зонах крупных разрывных нарушений (сбросов, взбросов, надвигов).

### ОБРАЗОВАНИЕ ДЕЛИМОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

**Делимость.** Главной причиной легкой делимости горных пород по определенным направлениям является единообразная ориентировка некоторых породообразующих минералов, особенно тех, которые имеют листоватые и таблитчатые, реже игловидные и призматические формы (слюд, хлоритов, амфиболов и т. п.). Породы значительно легче раскалываются по направлениям, совпадающим с расположением ориентированных минералов, чем по другим направлениям.

Единообразная ориентировка породообразующих минералов и их агрегатов может произойти следующими способами:

1. В связи с течением магмы, занимающей свое место среди окружающих пород земной коры.

2. В связи с кристаллизацией остывающей магмы, подвергнутой действию линейных сжимающих сил. Экспериментально подобный способ ориентировки породообразующих минералов был воспроизведен путем охлаждения, в условиях направленного сжатия, нагретых до вязкого состояния кубиков силикатного стекла, состоящего из сплава волластонита, диопсида и анортита. Образующиеся при этом кристаллы всех трех минералов ориентируются своими длинными осями перпендикулярно направлению сжимающей силы (Райт, 1906).

3. В связи с вытягиванием (растягиванием) целых агрегатов (обломков, шпиров) вдоль плоскостей ламинарного скольжения, по направлению движения.

Первый и второй случаи образования ориентировки, а также третий случай в отношении интрузивных пород рассматриваются в VIII главе и здесь не обсуждаются.

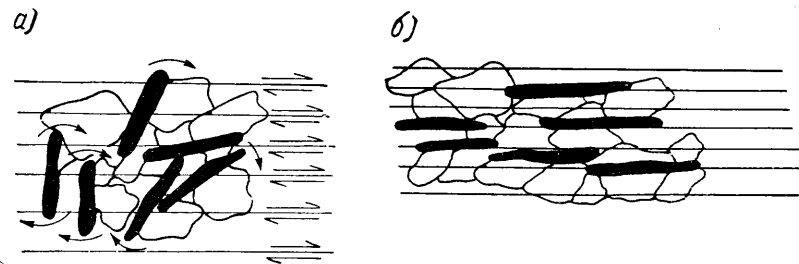


Рис. VI-1. Параллельная ориентировка пластинчатых или игольчатых минералов по форме путем вращения при дифференциальном скольжении вдоль плоскостей скальвания или сплющивания  
а) первоначальное положение; б) результат дифференциального скольжения

4. В результате ориентировки по форме (внешнее вращение) зерен породообразующих минералов путем тектонической деформации, при дифференциальном ламинарном скольжении вдоль плоскостей скальвания или сплющивания разнообразного происхождения (рис. VI-1).

5. В связи с ориентировкой по строению (трансляция) зерен породообразующих минералов путем тектонической деформации, при дифференциальном ламинарном скольжении вдоль плоскостей скальвания или сплющивания (рис. VI-2).

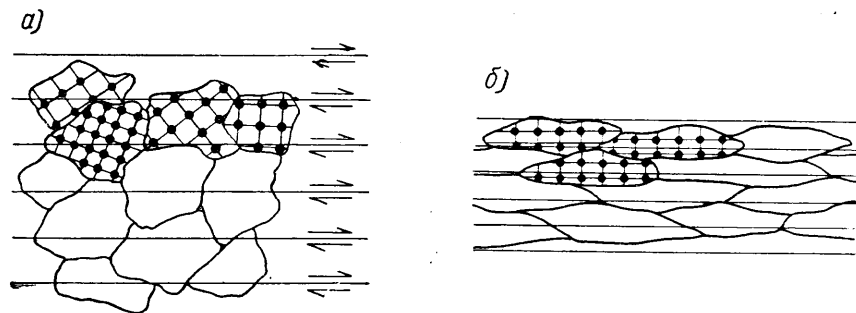


Рис. VI-2. Параллельная ориентировка минералов по строению путем трансляции, при дифференциальном скольжении вдоль плоскостей скальвания или сплющивания

а) первоначальное положение; б) результат дифференциального скольжения

Существенное отличие ориентировки по строению от ориентировки по форме заключается в том, что путем трансляции может быть достигнуто единообразное расположение зерен минералов, имевших первоначально изометричную форму, потому что при трансляции вдоль плоскостей кристаллических решеток происходит удлинение первоначально изометричных зерен. При внешнем вращении, приводящем к ориентировке по форме всякого рода удлиненных и плоских минералов, изометричные зерна минералов не могут приобрести единообразное расположение.

6. В результате унаследования ранее возникших плоскостей дифференциального скольжения (скальвания или сплющивания) посредством кристаллизации новых минералов. Кристаллы новообразующихся минералов, имеющие листоватые, таблитчатые или вытянутые формы, растут вдоль плоскостей скольжения, являющихся направлениями наименьшего сопротивления силе кристаллизующихся минералов.

Повидимому, четыре последних способа ориентировки в большинстве случаев являются причиной образования также и гнейсовых пород.

В петрографии до настоящего времени распространено представление об образовании единообразной ориентировки породообразующих минералов в соответствии с так называемым принципом Рикке. Принцип гласит, что атомы покидают грани кристаллов, расположенные перпендикулярно к направлению давления<sup>1</sup>, и отлагаются на гранях, ориентированных параллельно направлению давления. Вследствие этого процесса зерна укорачиваются в направлении давления и растут в перпендикулярном направлении. Возникает единообразная ориентировка пластинчатых и призматических минералов и связанная с нею сланцеватая структура породы.

В идее Рикке отражены действительно существующие в природе соотношения между ориентировкой пластинчатых минералов и направлением тектонических сил. Но очень часто в связи с тем, что формулировка принципа неточна (в ней упоминается о «давлении» и ничего не говорится о деформации), принцип Рикке понимается совсем неправильно. Например, у многих исследователей, занимавшихся изучением метаморфизма, в том числе у Р. О. Дэли (1936), можно встретить представление об образовании ориентированного расположения минералов в связи с погружением пород на большие глубины, где под большой нагрузкой вышележащих толщ, в соответствии с принципом Рикке, в породах образуются гнейсовые и прочие сланцевые структуры. Это объяснение генезиса сланцеватости в горных породах действием статической нагрузки вышележащих пород совершенно неверно. Если бы такой процесс действительно имел место, глубинные кристаллические породы должны были бы иметь сланцеватую текстуру, чего на самом деле не наблюдается. Даже тектонические горообразовательные силы, со всей очевидностью осуществляющие направленные (линейные) напряжения очень большой интенсивности, не в состоянии вызвать переориентировку породообразующих минералов, если величина этих напряжений недостаточна для того, чтобы породы текли в твердом состоянии. Например, древние граниты в центральных частях складчатых зон часто сохраняют неориентированную текстуру. Только вдоль ослабленных зон разломов в этих же гранитах могло происходить пластическое течение веществ, и там образуются гнейсы тектонического происхождения. Из этих фактов может быть сделан вывод, что статическая нагрузка не в состоянии вызвать переориентировку минералов в твердых горных породах, но коль скоро в этих породах начинается хотя бы незначительное перемещение вещества (его деформация), возникают закономерные ориентировки среди породообразующих минералов.

**Трещины.** Первоначально, в старой геологической литературе, трещины разделялись на диаклазы и параклазы. Диаклазы — трещины без перемещения в плоскости разрыва. Образование параклаза сопровождается перемещением вдоль поверхности трещин и, таким образом, они непосредственно переходят в сбросы. Эта классификация неудобна, потому что, во-первых, в ней не учитываются разнообразные способы образования трещин и, во-вторых, потому что очень большое количество диаклав в действительности образуется путем небольших перемещений вдоль поверхности разрыва и относятся к диаклазам только потому, что перемещения эти малы; следовательно, отчетливость разделения диаклав от параклав теряется.

В настоящее время наиболее распространено деление трещин по признаку способа образования. Могут быть выделены три большие группы:

- а) трещины сплющивания;
- б) трещины скальвания;
- в) трещины отрыва.

<sup>1</sup> Следовало бы сказать — действующей силы.



Трещины сплющивания, образование которых связано с пластическим течением твердых пород, занимают по отношению к главным осям деформации положение, параллельное плоскости  $AB$  (рис. VI-3). Кроме того, в связи с обычно наблюдаемым в складчатых областях сокращением не только по оси  $C$ ; но и по оси  $B$  трещины сплющивания могут, в сравнительно редких случаях, развиваться также в плоскости  $AC$ .

Форма трещин сплющивания (или, что то же, продольных трещин в системе гранитной прототектоники, о чем см. ниже) характеризуется

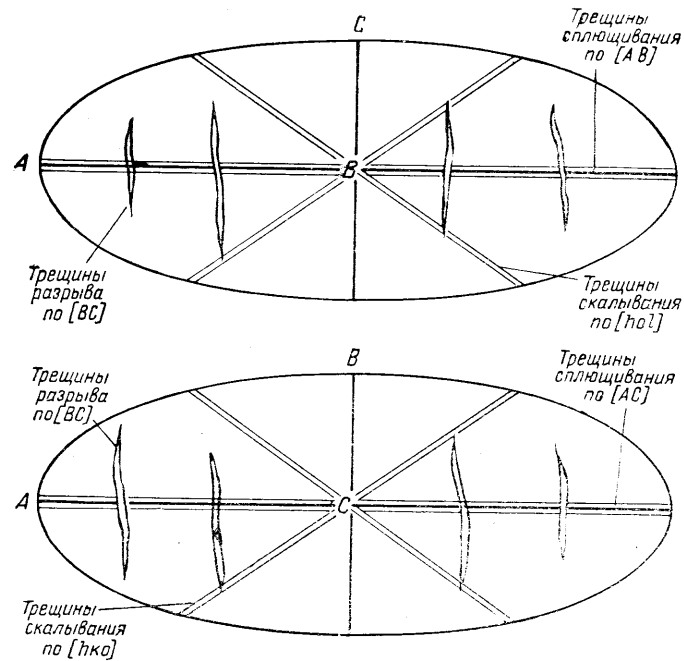


Рис. VI-3. Ориентировка важнейших систем трещин скалывания, сплющивания и отрыва относительно главных осей деформации

следующими особенностями. Трещины сплющивания сравнительно прямолинейны, плотно сжаты, притерты. В связи с тем, что образование трещин сплющивания вызывается пластическим течением твердых пород, часто эти трещины располагаются параллельно ориентировке породообразующих минералов. Этот признак, если он отчетливо проявляется, отличает трещины сплющивания от трещин скалывания, которые могут иметь различное расположение по отношению к ориентировке породообразующих минералов.

Трещины скалывания, морфология и генезис которых подробно были рассмотрены во II главе, располагаются под косыми углами к главным осям деформации. Для того чтобы различать системы трещин скалывания, закономерно ориентированные относительно главных осей деформации, применяется система символов, основанная на следующем. Пересечения главных осей деформации  $A$ ,  $B$  и  $C$  плоскостями трещин скалывания (и вообще любыми плоскостями) обозначаются буквами  $h$ ,  $k$ ,  $l$ . Таким образом, система плоскостей, параллельных оси  $A$  и пересекающих оси  $B$  и  $C$ , будет обозначаться символом  $okl$ . Очевидно, плоскости  $okl$ , поскольку они параллельны оси  $A$ , принадлежат к зоне

оси  $A$  (рис. VI-4 а). Плоскости  $hol$  параллельны оси  $B$  (рис. VI-4 б), плоскости  $hko$  принадлежат к зоне оси  $C$  (рис. VI-4 в).

Наибольшее сокращение деформируемых пород, как известно, происходит по оси деформации  $C$ , наибольшее удлинение (или наименьшее сокращение) по оси деформации  $A$ . Следовательно, самая отчетливая система трещин скалывания будет формироваться в зоне оси  $B$ , поскольку последняя перпендикулярна к направлению наибольшего сокращения в одном квадранте и наибольшего удлинения в другом квадранте.

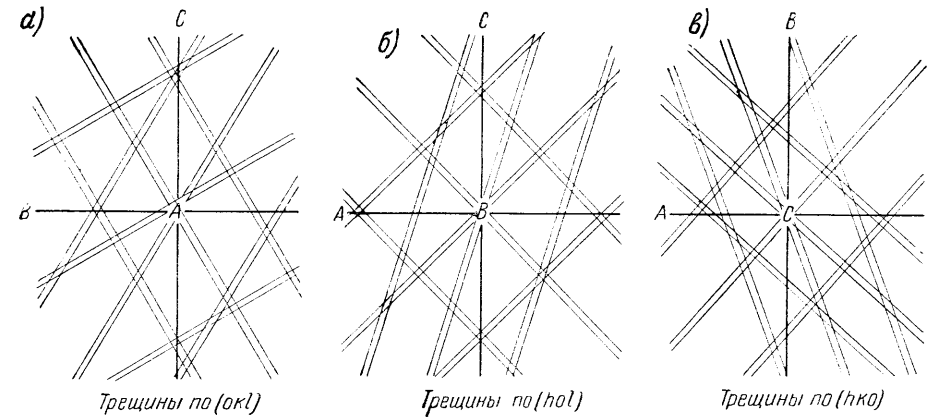


Рис. VI-4. Возможные ориентировки трещин скалывания относительно главных осей деформации

Именно трещины  $hol$  являются лучше всего выраженными трещинами скалывания в большинстве районов распространения горообразовательных процессов.

Так как обычно в этих же районах при горообразовании происходит также сокращение по главной оси деформации  $B$ , трещины скалывания, хотя и менее хорошо выраженные, значительно реже образуются также в зоне оси  $C$ . Это трещины  $hko$ .

Х. В. Ферберн (1949, стр. 166, 167) считает, что при объемной трехосной деформации вместо плоскостей скалывания должны образоваться системы конических поверхностей скалывания. Как бы в подтверждение этой мысли в ряде вулканических районов, в частности в Шотландии, широко известны конические трещины. Однако в характерных складчатых комплексах системы конусообразных трещин необычны.

В порядке предположения можно следующим образом объяснить происхождение конусообразных трещин в некоторых вулканических районах и отсутствие их в складчатых областях. В складчатом поясе сжимающие силы прилагаются не к одной точке, а распределяются по широкому фронту, по простиранию складчатых сооружений. В этих условиях всякие деформации вдоль поверхностей, ориентированных косо по отношению к генеральному простиранию складчатости, не имеют возможности локализоваться, поскольку раньше, чем это произойдет, деформация уже будет осуществляться в плоскостях, параллельных генеральному направлению складок. Единственно практически возможное второе направление деформации при такой обстановке располагается под углом в  $90^\circ$  к оси  $C$ , что иногда находит выражение в образовании подчиненных систем трещин скалывания, простирающихся поперек складчатости.

Совсем другая картина наблюдается там, где внешние силы оказываются приложенными сосредоточенно к небольшому участку земной

коры. Таковы силы, развивающиеся в вулканических областях, при газовых прорывах и других динамических воздействиях магмы, пробивающейся вверх (как мы увидим дальше, магма только в относительно редких случаях обладает такой активностью). В этих условиях скалывающие напряжения локализуются не только в плоскостях зон осей  $A$  и  $B$ , но и во всех промежуточных плоскостях, простирающихся по другим направлениям, т. е. скалывание может произойти по конической поверхности [9].

Трещины отрыва должны образовываться в плоскости  $BC$  в соответствии с теорией их генезиса, рассмотренной во II главе (рис. II-22), и расположены перпендикулярно к направлению наибольшего удлинения. Это положение действительно характерно для случаев действия пары сил (вращательных сил), и при рассмотрении трещин оперения мы имели возможность познакомиться с несомненными случаями такого образования трещин отрыва. В складчатых областях, в целом, трещины отрыва

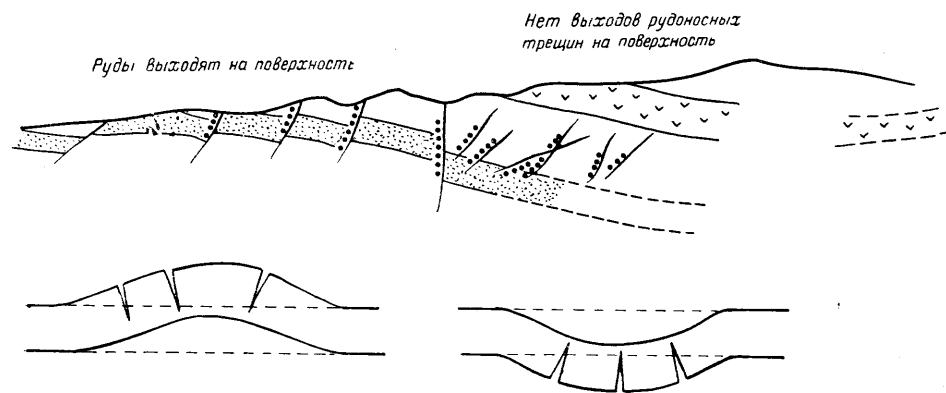


Рис. VI-5. Зависимость между приоткрыванием рудоносных трещин и структурным положением их в складчатом сооружении. Рудник Пачука в Мексике (по Вайссеру)

не образуются там, где они должны были бы формироваться в соответствии с кинематической схемой, т. е. в плоскости  $BC$ . Это вполне естественно, потому что при обычном вертикальном положении главной оси деформации  $A$  трещины отрыва должны были бы иметь горизонтальное положение. Значительный вес вышележащих пород, несомненно, является основной причиной, затруднявшей формирование трещин отрыва  $BC$  при складчатости. Поэтому для складчатых структур не характерна закономерная связь с трещинами отрыва.

Частные случаи образования трещин отрыва в связи со складчатостью ограничиваются возникновением систем клиновидных трещин по наружному краю жестких слоев или горизонтов в ядрах антиклиналей и по внутреннему краю жестких слоев в синклиналиях (рис. VI-5). Можно было бы ожидать, что системы таких трещин широко развиты в складчатых областях. Однако детальное изучение складчатых структур многих районов показывает, что эти ожидания неосновательны. В связи с тем, что складкообразование осуществляется главным образом путем пластической деформации, разрывные деформации, даже в ядрах складок, составляют скорее исключение, чем правило.

Трещины скалывания по  $AC$ . Обычно принимают за системы трещин отрыва находящиеся в закономерных отношениях со складчатостью трещины, которые ориентированы поперечно по отношению к длинным осям складок и залегают параллельно плоскости  $AC$ . Действительно, трещины этих систем бывают заполнены различными

жилами и таким образом могло возникнуть представление о генезисе их как трещин отрыва. Однако это представление ошибочное. Вообще, факт образования трещин отрыва в плоскости  $AC$  вряд ли объясним, если считать, что складчатость и трещины  $AC$  произошли при одном плане деформации. Напомним, что во многих складчатых районах, не отличающихся по своему характеру от других областей с типичными складчатыми структурами, в этой же плоскости  $AC$  устанавливаются системы трещин сплющивания, что, наряду с явлениями поперечных перегибов складчатости (брахискладки), определенно указывает на сжатие вдоль оси  $B$  в фазу складкообразования.

Морфология трещин, параллельных  $AC$ , также вызывает сомнения в их первичном происхождении как характерных трещин отрыва. Действительно, трещины отрыва, параллельные  $AC$  в складчатых областях, обычно довольно прямые, весьма часто сопровождают системы настоящих сдвигов, пересекающих складчатые системы также в плоскости  $AC$ . Сдвиги формируются на поздних этапах складкообразования, когда пластическое изгибание пород в складки в значительной мере или даже почти прекращается. Тогда же, очевидно, закладываются и системы трещин скалывания  $AC$ , параллельные сдвигам. Судя по повсеместному развитию поперечных складчатых систем дайковых магматических тел во всех районах, где проявлялась вулканическая деятельность, можно предполагать, что вслед за складкообразующей фазой сжатия всегда имеет место этап растяжения, менее значительный, но вполне достаточный для приоткрывания трещин  $AC$ . Поэтому эти трещины оказываются заполненными жильным материалом и неправильно принимаются за трещины отрыва.

В некоторых случаях с трещинами  $AC$  могут быть смешаны трещины отрыва, образованные подчиненными поперечному сжатию вращающими силами сдвигового характера. Небольшое горизонтальное перемещение в направлении, близко-параллельном простиранию складчатости, достаточно для образования системы трещин отрыва, практически совпадающих с плоскостью  $AC$ .

При рассмотрении разрывных нарушений в VII главе будет показано, что вдоль больших и средних разломов в большинстве складчатых областей кроме вертикальных движений происходили некоторые горизонтальные перемещения. В таких случаях образование трещин отрыва, ориентированных почти по  $AC$ , можно понять из схемы рис. VI-6.

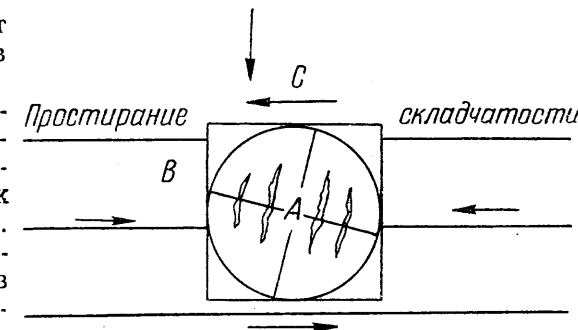


Рис. VI-6. Схема, поясняющая гипотезу образования трещин отрыва по  $AC$  в складчатых областях

## ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДЕЛИМОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

### ПЕРВИЧНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ ДЕЛИМОСТИ

Эти поверхности образуются одновременно с формированием горной породы и связаны с тектоническими силами только косвенно или совсем с ними не связаны. В осадочных породах первичные поверхности

делимости представлены слоистостью. Главной причиной образования слоистости является изменение крупности или состава частиц, выпадающих в осадок. Именно по этому признаку в полевых условиях геолог

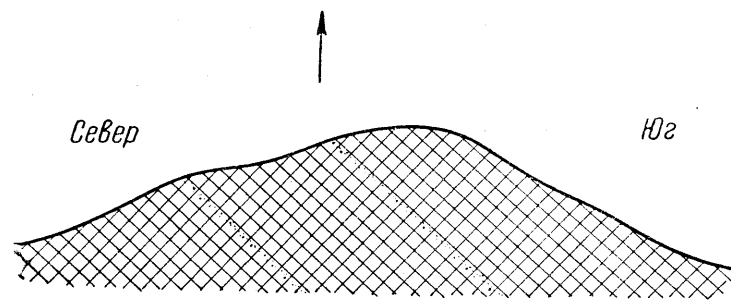


Рис. VI-7. Трещины кливажа (или рассланцевания) и плоскости слоистости в обнажении горных пород

различает настоящую слоистость от поверхностей кливажа или рассланцевания. Например (рис. VI-7), в обнажении осадочных пород, очень однообразных по составу, наблюдаются две системы плоскостей, из ко-

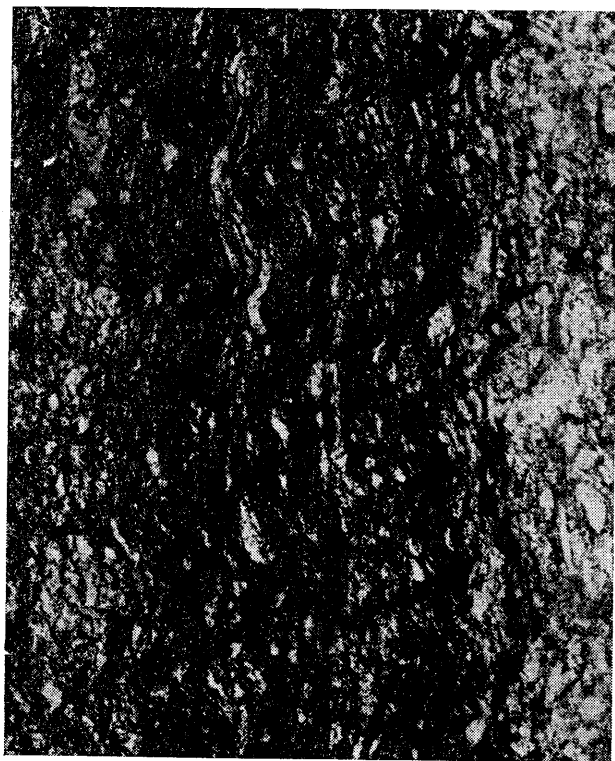


Рис. VI-8. Кливаж скалывания, секущий под большими углами слоистость в сланцах казбекской свиты,  $\times 76$

торых каждая, на первый взгляд, может быть принята за плоскости слоистости. Однако ближайшее изучение обнажения показывает, что параллельно системе плоскостей, полого падающих к югу, прослеживаются

малозаметные прослои пород, немного отличающихся крупностью зерна от остальных пород (или, скажем, более песчаных). Это обстоятельство является достаточно надежным признаком для того, чтобы считать данную систему плоскостей совпадающей с поверхностями слоистости, тогда как вторая система плоскостей, рассекающая породы, различающиеся по литологическому составу, не имеет отношения к слоистости.



Рис. VI-9. Кливаж течения, секущий слоистость в сланцах циклаурской свиты,  $\times 46$

Два примера секущих взаимоотношений между поверхностями слоистости и плоскостями сланцеватости, наблюдаемые в шлифе под микроскопом, изображены на микрофотографиях (рис. VI-8 и 9).

#### ЭНДОКИНЕТИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

**Отдельность.** Трещины отдельности в горных породах осадочного происхождения образуются силами натяжения в связи с высыханием осадков. Такова полигональная трещиноватость в илистых осадках среднеазиатских такыров — небольших озер, заполняемых тальми весенними водами и высыхающих в летние месяцы. Эти трещины располагаются перпендикулярно по отношению к слоистости осадочных пород и обыкновенно развиваются самостоятельно в каждом слое, не пересекая (или редко пересекая) поверхности наслоения. По этому признаку их можно отличить от трещин тектонического происхождения с оговоркой, что трещины не должны находиться в закономерных отношениях со

складчатыми структурами в тех же породах; в последнем случае трещины являются тектоническими, хотя они не пересекают отдельных слоев.

В магматических породах трещины, вызываемые силами натяжения, возникают при охлаждении, в связи с уменьшением объема, расчлняя всю массу горной породы.

Призматическая, или столбчатая, отдельность разбивает породы на более или менее правильные многогранные призмы, которые имеют от 3 до 9 граней (обычно 5 или 6), достигают высоты 100 м и более и имеют разную толщину — от 1—2 см до 1 м и более (табл. XIX). Столбчатость, повидимому, обычно перпендикулярна поверхности охлаждения. В лавовых потоках она вертикальна, а в круто залегающих дайках может располагаться горизонтально, перпендикулярно бокам дайки. Особенно развита призматическая отдельность у базальтов и андезитов, но она встречается и в других магматических породах, а также известна в осадочных породах и каменных углях (Иванов Г. А., 1939, стр. 27).

Шаровая отдельность, повидимому, особенно свойственна лавам, застывающим под водой (табл. XX, 1). Однако на Северном Кавказе шаровая отдельность есть в юрских кератофирах субаэрального, наземного происхождения (Лебедев А. П., 1946). Шары, на которые распадается порода, имеют концентрически-скорлуповатое сложение. Диаметры шаров от нескольких сантиметров до нескольких метров. Шаровая отдельность встречается преимущественно среди излившихся магматических пород — базальтов, спилитов, диабазов, мелафиров, трахитов и порфиров, но наблюдается также в песчаниках, аргиллитах, каменном угле и т. д.

Для кислых интрузивных пород (гранитов, гранодиоритов) характерны параллельная и матрацевая отдельности (табл. XX, 2). Трещины матрацевой отдельности далеко не всегда образуются в связи с уменьшением объема породы при остывании. В главе VIII будут разобраны другие способы образования систем пологих трещин в гранитах.

#### ЭКЗОКИНЕТИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ И ДЕЛИМОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

##### Трещиноватость в осадочных породах платформ

Этот тип трещиноватости изучен советскими геологами на Русской платформе, в связи с исследованиями ее нефтеносных и газоносных тектонических структур. По Е. Н. Пермякову (1949), платформенная трещиноватость тектонического происхождения образуется в связи с растягивающими напряжениями и обычно залегает вертикально. Стенки трещин почти прямые или слабо извилистые, но неровные, бугристые и шероховатые, следы скольжения и притирания на них отсутствуют. Такая морфология дает основание считать их трещинами отрыва, образованными в связи с растягивающими силами. Характерен глубокий захват трещинами целых пачек разнообразных слоистых пород.

Системы трещин отрыва обнаруживают тесную связь с условиями залегания слоев, с тектоническим строением участков, на которых они развиты, что указывает на тектоническое происхождение самих трещин. Эти особенности платформенной тектонической трещиноватости позволяют отличать ее от других типов трещиноватости, также развитых среди платформенных пород, но имеющих иное происхождение — трещинова-

тости напластования, трещин отдельности, связанных с диагенезисом и выветриванием, трещин откосов и оползней.

В то время как в складчатых областях тектонические силы порождают мощные тангенциальные сжимающие напряжения и соответствующую им трещиноватость, тектонические процессы на платформах выражаются преимущественно в выгибаниях и разрывах покрова осадочных пород под влиянием радиально направленных сил или кручения, причной которых являются вертикально направленные движения блоков кристаллического фундамента, погребенного под осадочными породами.

При отсутствии тангенциального сжатия, под воздействием радиальных сил горные породы, имеющие сопротивление на растяжение и изгиб в 9—10 раз меньше, чем на скалывание, будут прежде всего реагировать на деформацию образованием трещин отрыва.

Возникающая в связи со слабым изгибанием, короблением слоев, тектоническая трещиноватость платформенного типа в значительной мере перекрывает или замещает трещиноватость отдельности горных пород, возникающую в результате диагенетического преобразования первоначального осадка.

Кроме тектонической трещиноватости, тесно связанной с локальными структурными формами, на платформах широко распространена также трещиноватость, независимая от местных тектонических образований.

Н. С. Шатский придерживается следующей точки зрения на первоначальные, наиболее глубокие причины генезиса большей части трещиноватости Русской платформы (1945 б, стр. 30). Он отмечает, что несмотря на местные отклонения, в целом статистически выявляются четыре системы трещиноватости, решительно преобладающие во всех районах платформы: две ортогональные (ортос — прямой, гонио — угол) системы — широтная и меридиональная и две диагональные системы — северо-восточная и северо-западная. Такая правильность в ориентировке систем трещиноватости на платформах, по мнению Шатского, непосредственно связана с вращением Земли вокруг своей оси и с теми деформациями, которые должна испытывать земная кора в качестве верхней оболочки вращающейся планеты. Постоянство плана расположения трещин на платформах в породах различных возрастов представляет важное указание на неизменное положение полюсов Земли на протяжении геологической истории [10].

#### Трещиноватость и делимость, связанные со складчатостью

В складчатых районах широко развиты правильные и обычно весьма сближенные поверхности делимости или трещиноватости, ориентированные разнообразно, но вполне закономерно относительно изогнутых в складки слоев горных пород. Только к этим системам трещиноватости и делимости применим термин кливаж. Однако прежде чем рассматривать типы кливажа, различающиеся по ориентировке относительно складок и динамической обстановке образования, рассмотрим три кинематических способа образования кливажа и соответствующие им кинематические типы кливажа — кливаж течения и кливаж разлома. Промежуточное положение между ними занимает кливаж скалывания.

Кливаж течения связан с закономерной ориентировкой плоских и удлиненных минералов горной породы вдоль параллельных плоскостей (рис. VI—10а), которые в свою очередь приблизительно параллельны осевым поверхностям складок, образуемых этими породами. В связи с единообразной ориентировкой минералов породы приобретают свойство легкой делимости вдоль поверхностей кливажа течения. В самой верхней зоне земной коры — в поясе выветривания, по направлениям легкой делимости в породе образуются тонкие трещины, которые и представляют в данном случае трещины кливажа течения, хотя образование

кливажа течения отнюдь не предполагает обязательного формирования трещиноватости. Порода, пересеченная плоскостями кливажа течения, вне зоны выветривания может быть монолитна.

Характерной особенностью кливажа течения является участие в его образовании всего вещества горной породы; минеральные зерна оказываются закономерно ориентированными во всей массе породы, которая, таким образом, целиком во всех своих мельчайших участках подверглась деформации. Это настоящее течение в твердом состоянии вещества породы в целом.

**Кливаж разлома** в отличие от кливажа течения представляет систему часто расположенных, взаимно параллельных тонких трещин, расчленяющих горную породу на пластинки. При образовании кливажа разлома минеральные зерна, составляющие горную породу в промежутках между трещинами, не испытывают переориентировки и только непосредственно около плоскостей трещинок иногда наблюдаются слабые признаки ориентировки некоторых минералов параллельно трещинам кливажа (рис. VI-10 б).

Таким образом, при формировании кливажа разлома не наблюдается существенной деформации всего вещества горной породы, и деформация осуществляется в основном только скольжением вдоль расположенных на некотором расстоянии друг от друга параллельных поверхностей. Поэтому интенсивность деформации в случае образования кливажа разлома, очевидно, значительно меньше интенсивности деформации при формировании кливажа течения.

**Кливаж скалывания** занимает промежуточное, переходное положение между кливажем течения и кливажем разлома. Зерна породобразующих минералов при формировании кливажа скалывания ориентируются около поверхностей кливажа. С другой стороны, сами трещины кливажа теряют свою отчетливость, поскольку деформация породы происходит не по индивидуализированным поверхностям, как это наблюдается при образовании кливажа разлома, а по пачкам сближенных поверхностей (рис. VI-10 в).

Таким образом, между типичным кливажем течения и кливажем разлома можно наблюдать все переходы, объединяющие оба этих главных типа кливажа.

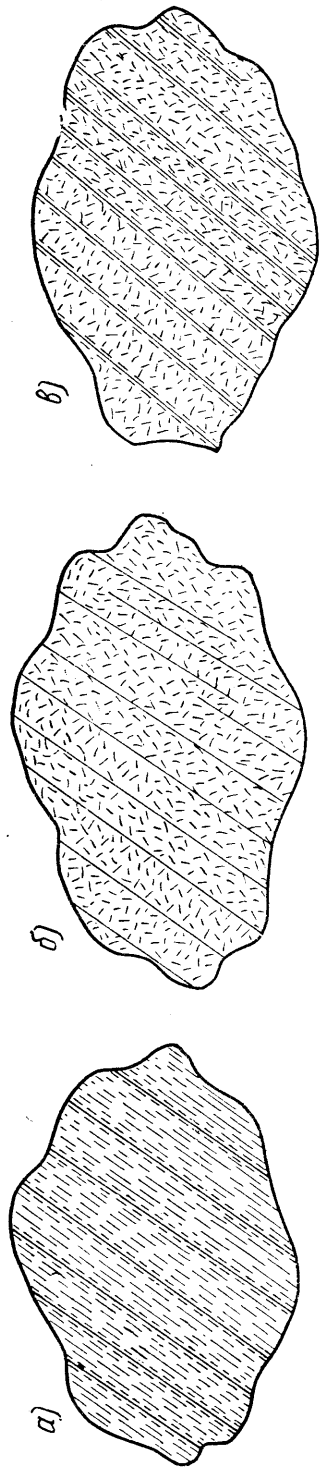


Рис. VI-10. Главные типы кливажа: а) кливаж течения; б) кливаж разлома; в) кливаж скалывания

**Образование кливажа в различной динамической обстановке.** Имеются два существенно отличающихся взгляда на динамические условия образования кливажа. Согласно одному, кливаж представляет поверхности скалывания, соответствующие системе *hol* в координатах главных осей деформации.

Главной причиной возникновения кливажа в этом случае является межпластовое скольжение вдоль поверхностей слоистости. При этом должно образоваться две системы поверхностей скалывания (рис. VI-11) — одна (1-1), почти параллельная слоистости в горных породах, и другая

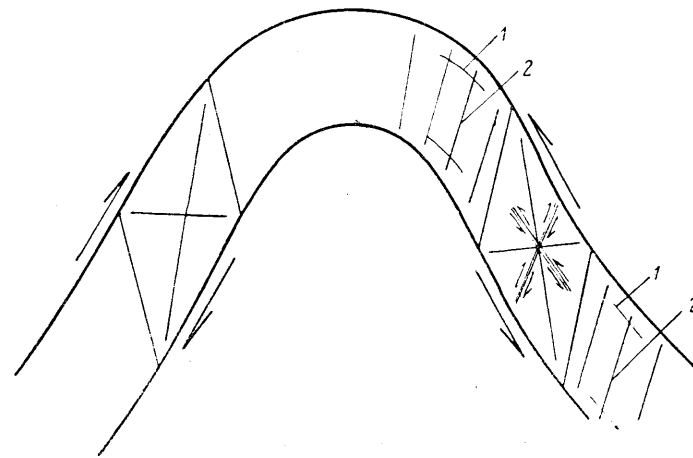


Рис. VI-11. Схема образования кливажа при межпластовом проскальзывании во время складкообразования.

1 — первая система трещин скалывания и 2 — вторая система трещин скалывания

(2-2), секущая слои горных пород под значительным углом, приближающимся к прямому.

Поскольку первая система плоскостей скалывания параллельна слоистости, обычно представляющей в горных породах направление слабости, скалывание почти полностью осуществляется по поверхностям слоистости, и порода внутри слоя редко расчленяется соответствующими трещинами. Иначе обстоит дело со второй системой плоскостей скалывания. Вдоль нее деформация может произойти только за счет образования в породе некоторого количества трещин, параллельных второму направлению поверхностей скалывания (2-2). Движения по этим поверхностям скалывания и приводят к образованию трещин кливажа.

Следовательно, в соответствии с изложенным представлением, образование кливажа течения и разлома непосредственно обязано межпластовому проскальзыванию при складчатости (Пэк, 1939, стр. 100, 102, 1940), и ориентировка поверхностей кливажа обычно не совпадает с направлением удлинения по оси *A* деформируемой породы (Беккер, 1907).

Согласно другому представлению, ориентировка поверхностей кливажа течения и всех тесно связанных с ним разностей кливажа разлома и скалывания совпадает с направлением удлинения деформируемой породы, которое соответствует положению главной оси *A*. Иными словами, кливаж течения и значительная часть кливажа скалывания ориентированы в плоскости *AB*, являясь, таким образом, кливажем сплющивания.

Доказательства этого положения основываются на следующих фактах:

1. Растягивание (удлинение) ядер и отпечатков ископаемых организмов в плоскости кливажа течения (Гейм, 1878). Очевидно, если бы кливаж течения развивался параллельно одной из плоскостей *hol*, направление удлинения, совпадающее с главной осью деформации *A*, располагалось бы под углом к поверхностям кливажа.

2. Кливаж течения, развивающийся в цементе конгломератов, располагается параллельно сигаровидно-удлиненным галькам конгломератов.

3. Удлинение шаровой отдельности деформированных базальтов, удлинение миндалин и сферолитов в деформированных эффузивных породах в плоскостях, параллельных кливажу течения.

Ниже, подробно анализируя происхождение каждого характерного типа кливажа, мы покажем, что постановка вопроса о генезисе кливажа в общем виде вообще неправильна, потому что имеются различные генетические типы кливажа. Одни из них действительно образуются путем скалывания по плоскостям *hol*, другие параллельны плоскостям *AB* и образованы, таким образом, в результате пластического течения вещества пород в твердом состоянии, в направлении, перпендикулярном к линейным сжимающим тектоническим силам.

Рассмотрим различные генетические типы кливажа.

**Кливаж осевой плоскости.** В большинстве случаев кливаж течения и тесно связанные с кливажем течения разновидности кливажа скалы-

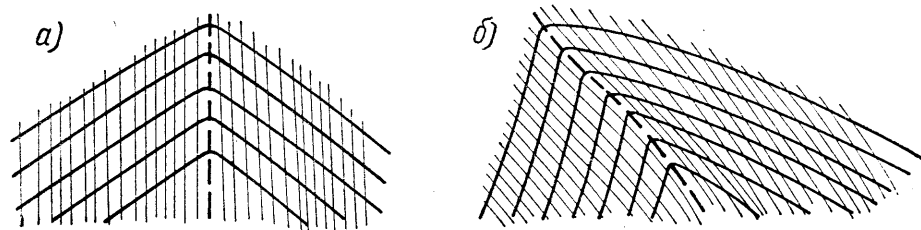


Рис. VI-12. Кливаж, параллельный осевым плоскостям складок (вертикальные поперечные разрезы)

вания и даже кливажа разлома ориентируются примерно параллельно осевым плоскостям складок. В складках с вертикально поставленной осевой плоскостью плоскости кливажа также почти вертикальны (рис. VI-12 *a*), в складках с наклонными осевыми плоскостями плоскости кливажа наклонены в том же направлении (рис. VI-12 *b*).

Полной параллельности между осевыми плоскостями складок и кливажем рассматриваемого типа может и не быть, что видно из следующих профилей (рис. VI-13 *a* и *b*), на которых показано устанавливаемое документально взаимоотношение осевых плоскостей с кливажем. Однако в целом кливаж в приведенных примерах закономерно связан со складчатостью на широкой площади рассматриваемых районов в следующих отношениях:

а) плоскости кливажа простираются параллельно осевым плоскостям складок,

б) плоскости кливажа всегда изменяют свой наклон в том же направлении, в котором изменяют свой наклон и опрокидываются осевые плоскости складок.

в) плоскости кливажа, не изменяя своего простирания, пересекают периклиналильные замыкания складок.

Таким образом, плоскости кливажа простираются так же, как слои горных пород, только на длинных крыльях складок, тогда как в местах

периклиналильного замыкания крыльев плоскости кливажа секут простирающиеся слои горных пород под большими углами, до  $90^\circ$  включительно (рис. VI-14), но и здесь кливаж простирается параллельно осевой плоскости главной складки.

При наличии трех перечисленных признаков кливаж, даже в тех случаях, когда он только приблизительно параллелен осевой плоскости складок, должен быть отнесен к типу кливажа, параллельного осевым плоскостям складок, т. е. к кливажу осевой плоскости, как для краткости его лучше именовать (табл. XXI).

Теснейшая связь, существующая между ориентировкой осевых плоскостей складок и кливажем осевой плоскости, дает основание считать,

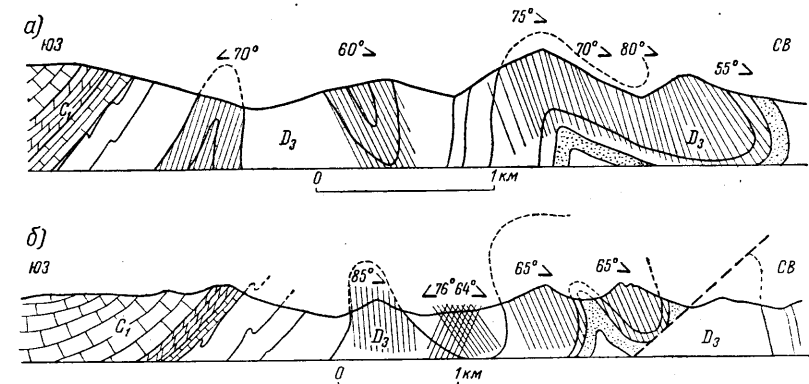


Рис. VI-13. Профили через поле складчатого девона в хребте Каратау. Показаны участки развития кливажа осевой плоскости (геология по Балавинскому, Галицкому, Родионову, Френкель)

а) северное поле; б) южное поле

что этот тип кливажа образован теми же тектоническими силами, которые вызвали формирование складчатости, причем ориентировка тектонических сил в одном и другом случае не изменялась. Несмотря на очевидность полной генетической связи между складками и кливажем осевой плоскости, время и способ образования этого типа кливажа начинают выясняться только сейчас.

Представления, в соответствии с которыми кливаж осевой плоскости образуется в связи с межпластовым скольжением горных пород в складке, т. е. по схеме, изображенной на рис. VI-11, неприемлемы по двум причинам.

Во-первых, остается необъяснимым, почему в местах периклиналильных замыканий складок кливаж сечет под прямым углом простирания слоев. Не следует забывать, что на периклиналильных замыканиях слоев имеют наклон, нередко достигающий  $40-60^\circ$ , т. е. не так уже сильно отличающийся от наклона слоев в поперечном сечении складки. При таком крутом падении межпластовое проскальзывание в местах периклиналильных замыканий складок направлено поперечно относительно межпластового проскальзывания в остальной части складок. Если кливаж осевой плоскости образовывался в связи с межпластовым проскальзыванием, его ориентировка в местах периклиналильных замыканий должна изменяться вслед за изменением простирания слоев.

Второе возражение против вышеописанных представлений основывается на том, что кливаж осевой плоскости весьма часто пересекает целые пакки слоев пород, составляющих складки, не считаясь с местными

детальными складчатой структуры, т. е. ведет себя как образование более позднее по отношению к складчатости. Собственно говоря, об этом же более позднем образовании кливажа свидетельствует также его независимость от изменения простирающихся слоев в местах периклинальных замыканий складок.

Возникает любопытное положение. С одной стороны, мы подчеркиваем, что кливаж осевой плоскости настолько тесно связан со складчатостью, что мог быть образован только теми же тектоническими силами, которые вызвали складкообразование. С другой стороны, выясняется, что кливаж осевой плоскости образовался несомненно несколько позднее складчатости.



Рис. VI-14. Пересечение кливажем, параллельным осевым плоскостям, слоев в местах периклинальных замыканий складок (вид в плане)

Такие условия образования кливажа осевой плоскости можно представить себе следующим образом. Первоначально деформация пород осуществлялась путем смятия слоев в складки. Но на некотором этапе дальнейшее изгибание слоев в складки становится невозможным в связи с происшедшими в веществе породы переменами.

Физико-механические свойства породы в результате смятия в складки значительно изменяются. Что такой процесс действительно происходит, в этом мы убеждаемся постоянно, ибо знаем, что в большинстве случаев однажды смятый в складки участок земной коры уже не способен к интенсивному складкообразованию типа изгиба малого радиуса, и на дальнейшие тектонические напряжения в зависимости от обстановки либо реагирует пластическим течением в твердом состоянии по плоскостям ламинарного скольжения с образованием складок скальвания, либо раскалывается с образованием сбросов.

Некоторые исследователи, в частности В. Мид (1940), считают, что способность горных пород сминаться в складки зависит преимущественно от количества воды, задерживающейся в межзеренных порах породы. При складкообразовании деформация породы осуществляется путем дифференциальных движений между зернами. Эти движения облегчаются тем, что между зернами имеются пленки воды, играющей роль естествен-

ной смазки. Но по мере развития дифференциальных движений между зернами межзеренная вода изгоняется из пор породы.

Подтверждение этих представлений можно видеть в малом метаморфизме мощных осадочных толщ даже очень древнего возраста, в тех областях земной поверхности, где они по каким-либо обстоятельствам не подвергались интенсивной складчатости.

Грампанская геосинклиналь Уэльса содержит толщу неметаморфизованных осадков мощностью около 10 км (Рестелл, 1939). Эоценовые осадочные породы в геосинклинали Береговых цепей, пересеченные скважиной на глубине 4,6 км ниже современной поверхности, имеют незначительный метаморфизм. В таких же породах прогиба Вентура, где они залегают на глубине 10 км, небольшой метаморфизм, выражающийся в кристаллизации очень малых количеств эпидота, хлорита и серицита, проявляется только в песчаных породах (Лайонс, 1940).

В. В. Красинцева (1951) подвергала глины, сохранившие естественную влажность, сжатую до 1500 кг/см<sup>2</sup> под прессом. При этом в течение 3—4 дней выделялось из 100 г глины до 10 мг раствора. Эти опыты наглядно показывают эффект изгнания пленочной воды при деформации глин.

Когда естественная влажность породы значительно уменьшится, дальнейшие дифференциальные движения между зернами становятся весьма затрудненными и деформация легче осуществляется путем внутренней деформации в самих зернах (трансляции), чем путем внешних дифференциальных движений между зернами (Мид, 1940). В этот момент складкообразование прекращается, и начинает формироваться кливаж осевой плоскости.

Следовательно, кливаж осевой плоскости представляет лишь другую форму деформации пород при складкообразовании. Его образуют те же тектонические силы, которые только что формировали складки. Вот почему кливаж осевой плоскости, с одной стороны, непосредственно связан со складками и, с другой стороны, образуется не одновременно со складками, а непосредственно вслед за окончанием складкообразования.

По своему генезису кливаж осевой плоскости представляет кливаж сплющивания и развивается в плоскости АВ главных осей деформации. Экспериментально кливаж течения был получен А. А. Белицким (1949, стр. 33, 34) путем сжатия брусков парафина в ящике с поршнем. На поверхности образца получалось куполообразное вспучивание, которому внутри образца соответствовала весьма совершенная сланцеватость парафина. Материал отслаивался тонкими пластинками. Во всех случаях сланцеватость имела вертикальное падение и ориентировалась перпендикулярно к направлению сжатия.

Об образовании кливажа в лёссовидных суглинках в западных районах РСФСР под действием торца передвигавшегося материкового ледника сообщает А. И. Москвитин.

В полевых условиях, для целей геологического картирования, наблюдения над взаимоотношениями кливажа осевой плоскости и поверхностей истинной слоистости часто доставляют единственные, незаменимые данные для расшифровки складчатой структуры. Широко используется самая характерная черта этого очень распространенного типа кливажа — его тесная связь с положением осевых плоскостей складок. Простирание кливажа указывает на простирающиеся осевых плоскостей складок, падение кливажа соответствует направлению падения осевых плоскостей складок, а пересечение кливажной поверхностью слоев горных пород дает возможность установить направление и угол погружения оси главной складки (рис. VI-15). Конечно, для того чтобы угол погружения оси не был

искажен, надо выбирать для замеров такие участки, где кливаж пересекает простираение слоистости под прямым углом или во всяком случае в близком к этому положении.

Не менее практически интересны наблюдения над взаимоотношениями кливажа осевой плоскости и слоистости не на периклинальных окончаниях, а на длинных крыльях складок. Например, в одном из районов северо-западного Алтая широко развита мощная силурийская толща зеленых феллитовых сланцев с линзами карбонатных пород. Складчатость толщи имеет сжатые формы, ядра складок, как правило, не сохранились и выявление антиклинальных и синклинальных частей складок в мощной толще возможно только по признаку взаимоотношений слоистости с кливажем (рис. VI-16).

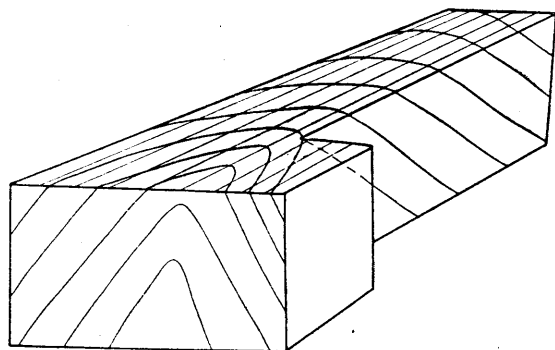


Рис. VI-15. Определение наклона оси складки в плоскости кливажа осевой плоскости

В опрокинутых крыльях складок кливаж залегает положе слоистости, в нормальных крыльях — круче слоистости.

В связи с важностью и разнообразием сведений, доставляемых наблюдениями над кливажем осевой плоскости, имеют большую ценность

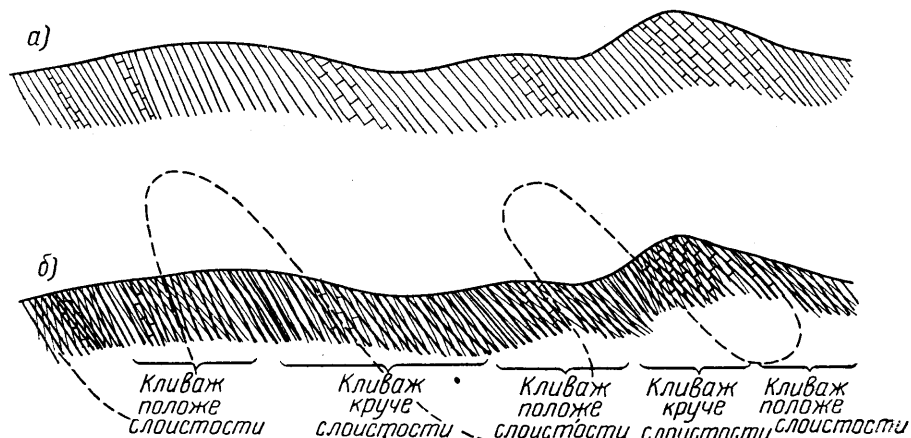


Рис. VI-16. Профиль через сложноскладчатую толщу нижнего силура на северо-западном Алтае

а) без наблюдений над кливажем складчатая структура не выявляется; б) реконструкция складчатых форм по взаимоотношениям кливажа осевой плоскости и слоистости

даже отрывочные данные о залегании кливажа и его взаимоотношения со слоистостью. Но особенно важно систематическое нанесение на геологическую карту всех элементов залегания кливажа осевой плоскости и слоистости с целью получения общей схемы складчатой структуры района.

**Кливаж, поперечный к осевым плоскостям складок.** Этот кливаж ориентирован в плоскости  $AC$ , в соответствии с характерным расположением главных осей деформации при складчатости. Условия образования

поперечного кливажа в складчатых комплексах выяснены мало. Возможно, что наиболее отчетливо поперечный кливаж развивается в местах периклинальных замыканий складок, где он по совершенству ориентировки минералов вдоль поверхностей кливажа приближается к кливажу осевой плоскости. Некоторые исследователи называют его ложным, или волокнистым (Лизс 1935, стр. 111; Уиллис, 1932, стр. 147), кливажем, но обычно недостаточно освещают условия его происхождения. Наиболее распространенным является мнение, что хорошая делимость пород по  $AC$  вызвана ориентировкой удлиненных породообразующих минералов по  $A$  вдоль кливажа осевой плоскости. Такое объяснение неудовлетворительно, потому что удлинение минералов по главной оси деформации  $A$  недостаточно для того, чтобы вызвать раскалывание пород вдоль плоскостей, параллельных плоскости  $AC$ . Очевидно, линейная ориентировка позволяет проводить через нее бесконечное количество различно направленных плоскостей, пересекающихся вдоль оси  $A$ . Видимо, причина заключается в существовании второй плоскостной ориентировки, перпендикулярной к продольной, наиболее совершенной ориентировке.

Как известно, при складкообразовании сокращение происходит не только по оси  $C$ , но и по оси  $B$ , что находит выражение в поперечных перегибах складок. Повидимому, именно сокращение по оси  $B$  является причиной образования кливажа  $AC$ . Так как сокращение по  $B$  значительно меньше сокращения по  $C$ , кливаж  $AC$  выражен хуже, чем кливаж осевой плоскости, но по способу образования он является аналогом последнего (табл. XXII).

**Межпластовый кливаж.** Этот тип кливажа относится к кливажу разлома и скалывания и образуется в связи с межпластовыми (межслоевыми) перемещениями при складчатости. Кинематическая схема образования межпластового кливажа изображена на рис. VI-11. Характерной чертой описываемого кливажа является самостоятельное развитие его в разных пластах, причем в зависимости от механических свойств пород частота трещин кливажа и наклон их по отношению к поверхностям напластования будут различными.

При межпластовом проскальзывании (движение 1, рис. VI-17 а) в песчаниках параллельно второй потенциальной поверхности скалывания образуются редкие трещины кливажа разлома (движение 2 в песчаниках, рис. VI-17 а), почти перпендикулярные поверхностям напластования. В то же время в сланцах, обладающих большей пластичностью, деформация достигает значительно больших размеров, в связи с чем скалывание происходит под большим углом к главной оси деформации  $C$ , и поверхности кливажа, вызванные этим скалыванием (движение 2 в сланцах, рис. VI-17 а), уже наклонены к напластованию под острым углом и сам кливаж приобретает характер, переходный к кливажу течения. Образуется кливаж скалывания.

Иногда в более пластичных породах, в данном случае в глинистых сланцах, образуются системы небольших трещин, простирающихся так же, как кливаж скалывания, но падающие под углом, близким к  $90^\circ$  по отношению к последнему. Они рассматриваются как трещины отрыва, лежащие в плоскости  $BC$  (вернее  $bc$ , потому что здесь имеем дело с частной ориентировкой осей деформации) и перпендикулярные к главной оси  $a$ . Позднее эти трещины используются в качестве второго направления скольжения (движение 3, рис. VI-17 а). На рис. VI-17 б дано увеличенное изображение трещин  $bc$ .

Факты, подтверждающие значительную роль межпластовых (межслоевых) движений при складчатости, можно наблюдать во многих районах. Они заключаются в том, что трещины межпластового кливажа



в связи с межпластовым проскальзыванием, не вполне закончившимся к моменту образования кливажа, искривляются, как это изображено на рис. VI-18 а, б. Наблюдения над направлением искривления трещин кливажа, в связи с межпластовым проскальзыванием имеют такое же значение при определении форм эродированных складок, как и наблюдения над складками волочения (рис. VI-19).

В качестве примера можно привести обнажение (рис. VI-20) среди пород нижнемелового флиша на южном склоне Кавказа, в бассейне р. Хондо около Пассанаури. По искривлению трещин кливажа в слоях песчаника можно определить, что в данном случае мы имеем дело с опрокинутым к югу крылом складки, антиклинальная часть которой расположена к северу, а синклиальная к югу от рассматриваемого обнажения.

Межпластовый кливаж можно обозначать символом  $bc'$ , который означает, что трещины развиваются в плоскости  $bc$ , перпендикулярной

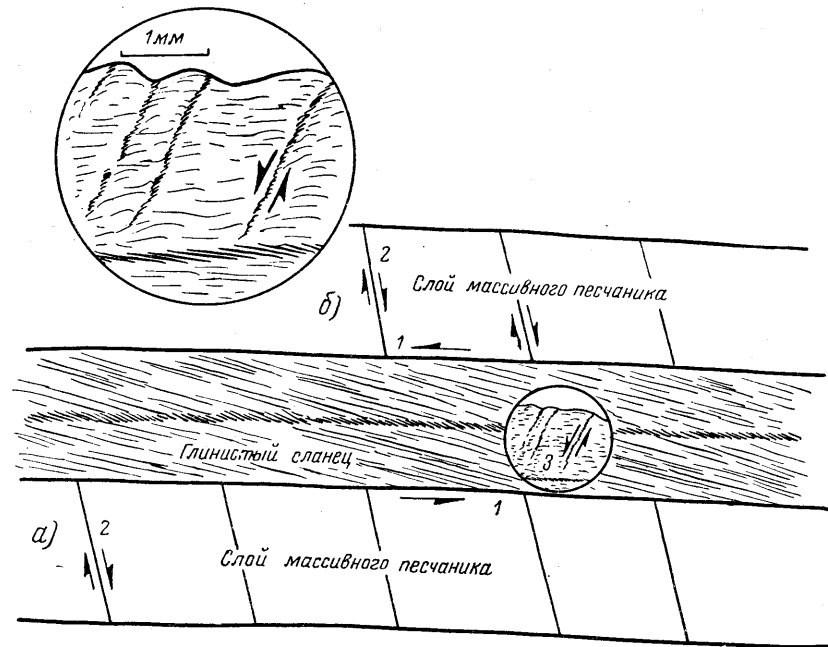


Рис. VI-17. Образование межпластового кливажа в жестких песчаниках и пластичных сланцах (по Дж. Броутону)

направлению межпластового проскальзывания  $a$ , причем значек при букве  $c$  обозначает переменность ориентировки оси  $c$  ( $c'$ ,  $c''$ ,  $c'''$  ...  $c^n$ ) в связи с искривлением слоя складки, в то время как ось  $b$ — $B$  сохраняет свою ориентировку во всех частях линейной складки (кроме периклиналильных замыканий).

В связи с довольно отчетливой приуроченностью межпластового кливажа к определенным слоям с характерным литологическим составом, трещины этого кливажа ряд исследователей относит к образованиям, независимым от складчатости, считая их эндокинетическими трещинами отдельности. Единственным объективным критерием, однако, являются взаимоотношения трещин, не пересекающих слоистость, с формами складок. Если эти взаимоотношения закономерны, т. е. кливаж действительно имеет ориентировку  $bc'$  (т. е. трещины примерно перпендикулярны слоистости и одновременно перпендикулярны линии падения) или образуют с линией падения характерный угол, такие трещины нет оснований считать независимыми от складчатости. Любопытно, что многими исследо-

вателями отмечается закономерная зависимость между мощностью пересекаемых слоев и средними расстояниями трещин межпластового кливажа, которые, по Г. А. Смирнову, равняются примерно удвоенной мощности слоя (1949).

В заключение отметим, что иногда в полевых условиях распознавание межпластового кливажа от кливажа осевых плоскостей представ-

являет достаточно сложную задачу, к разрешению которой нельзя подходить поверхностно. Межпластовый кливаж во многих обнажениях ориентирован довольно близко параллельно осевым плоскостям складок. Поэтому только проследивая выделенные системы кливажа на значительной площади и убедившись, что они не пересекают периклиналильных замыканий складок, можно надежно установить их принадлежность к межпластовому кливажу. О таком же происхождении будет свидетельствовать различная ориентировка трещин кливажа в породах с разными механическими свойствами. Но последний критерий надо применять очень осторожно. Дело в том, что кливаж осевой плоскости часто отчетливо развивается только в сравнительно пластичных породах и очень слабо выражен в более жестких породах (рис. VI-21). Этот факт часто ложно истолковывается как признак самостоятельного образования кливажа в связи с межпластовым проскальзыванием в отдельных слоях.

**Слоевой кливаж, или слоевое рассланцевание,** резко отличается от всех ранее рассмотренных типов кливажа по общему плану расположения относительно складчатых структур. Поверхности слоевого кливажа параллельны поверхностям первичной слоистости породы. Поэтому они огибают периклиналильные замыкания складок. В поперечных разрезах через складки слоевой кливаж также параллелен слоистости (рис. VI-22), тогда как все другие типы кливажа расположены под углом к слоистости.

Слоевой кливаж представляет усиление первичной слоистости, видимо, в связи с ламинарным скольжением вдоль плоскостей, параллельных слоистости, развивающимся в процессе складкообразования при каких-то недостатках еще выясненных особых условиях. При этом ламинарном движении или вслед за ним происходит массовое образование

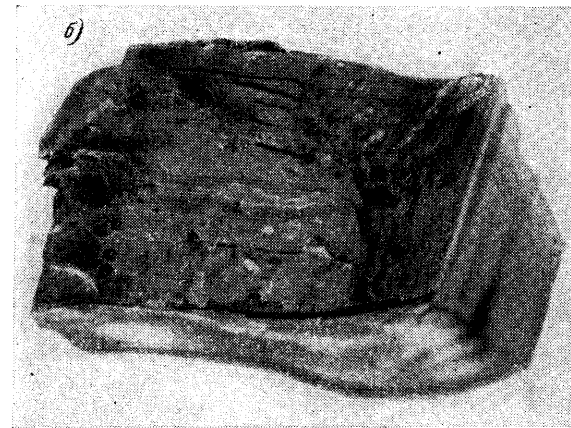
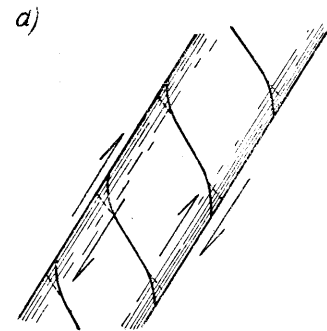


Рис. VI-18. Искривление трещин межпластового кливажа разлома

а) кинематическая схема; б) искривленные S-образные трещины межпластового кливажа в складчатых песчаниках нижнемелового флиша р. Хондо (южный склон Центрального Кавказа)

новых минералов, ориентированных в плоскостях ламинарного скольжения, т. е. в данном случае в плоскостях, параллельных первичной слоистости. Процессы минералообразования, сопровождающие формирование

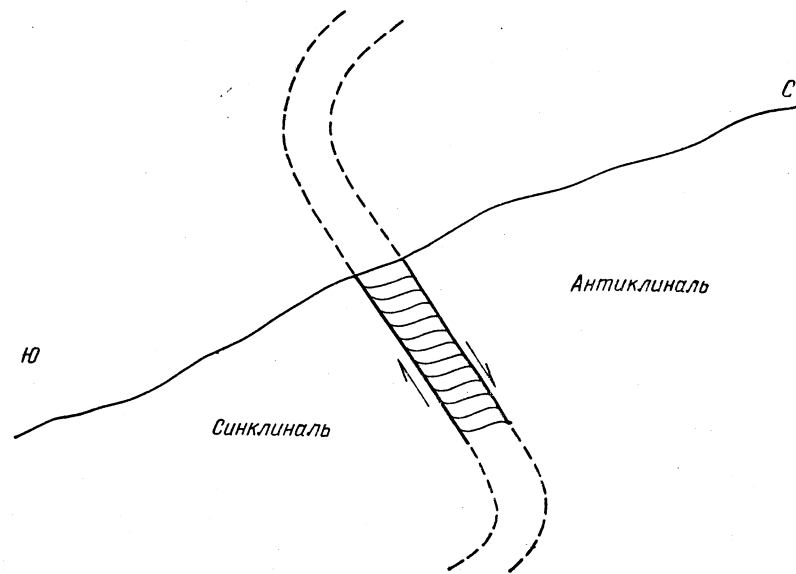


Рис. VI-19. Определение формы эродированной складки по положению искривленных трещин межпластового кливажа

слоевого кливажа, принципиально аналогичны тем, которые наблюдаются при образовании интенсивного кливажа осевой плоскости. Видимо, слойной кливаж, наряду с кливажем, параллельным осевым плоскостям, является

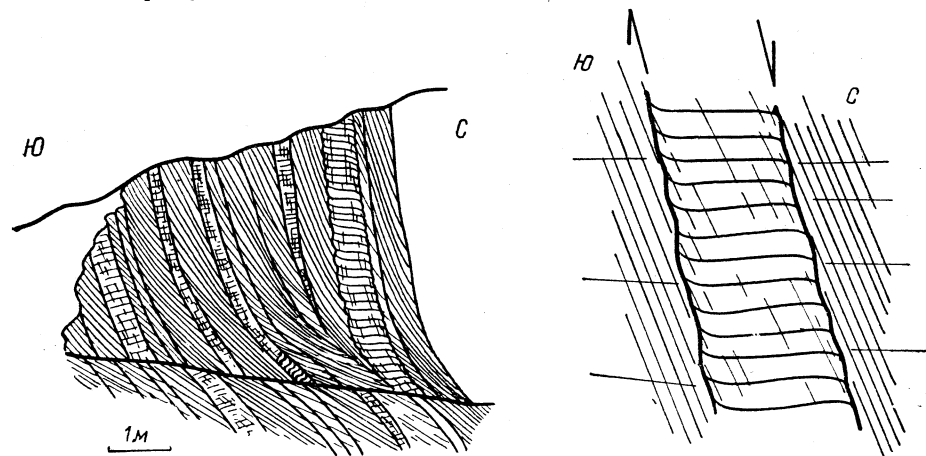
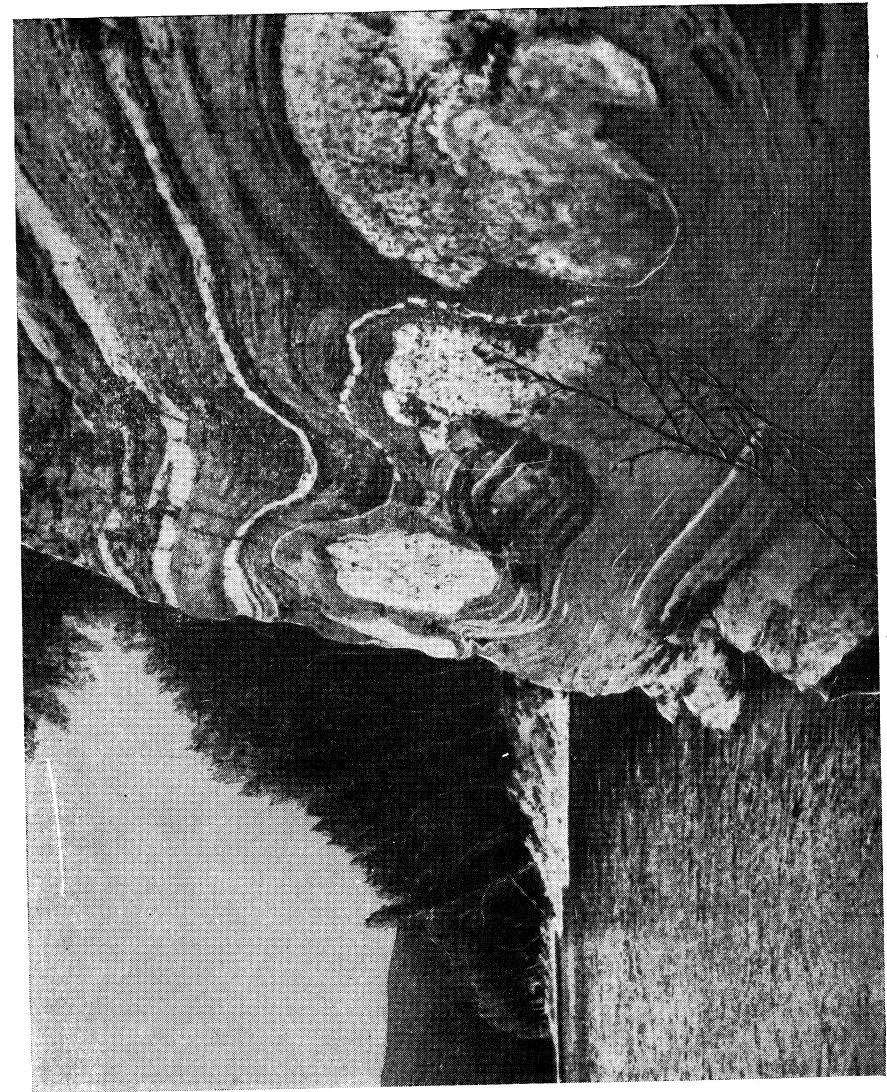


Рис. VI-20. Обнажение опрокинутого крыла антиклинальной складки (расположена в северной части зарисовки) среди нижнемелового флиша на р. Хондо (южный склон Центрального Кавказа)

Рис. VI-21. Кливаж течения, образующийся позднее межпластового кливажа разлома и позднее искривления трещин последнего. В сравнительно жестких породах кливаж течения заметен плохо

одной из разновидностей кливажа течения, но в одних случаях метаморфизм пород, пораженных слойным кливажем, не отличается от обычного метаморфизма, сопровождающего кливаж осевой плоскости, и относится



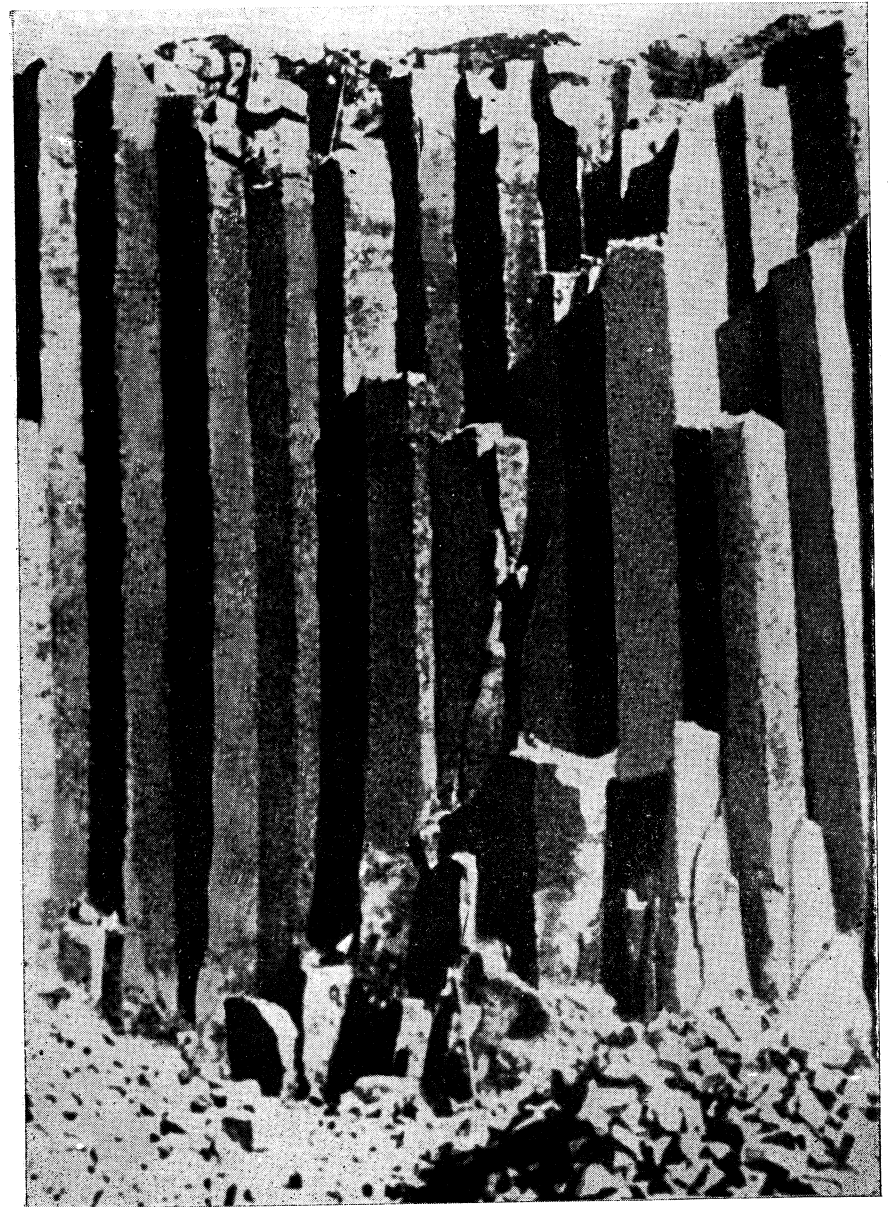
Будинажские пегматитовые тела на Бирюсе (фото В. А. Мишина)

Таблица XVIII



Птигматическая складчатость кварцевых прожилков в плагиоклазо-биотитовых гнейсах, Саяны, Большая Бирюса (фото А. П. Смолина)

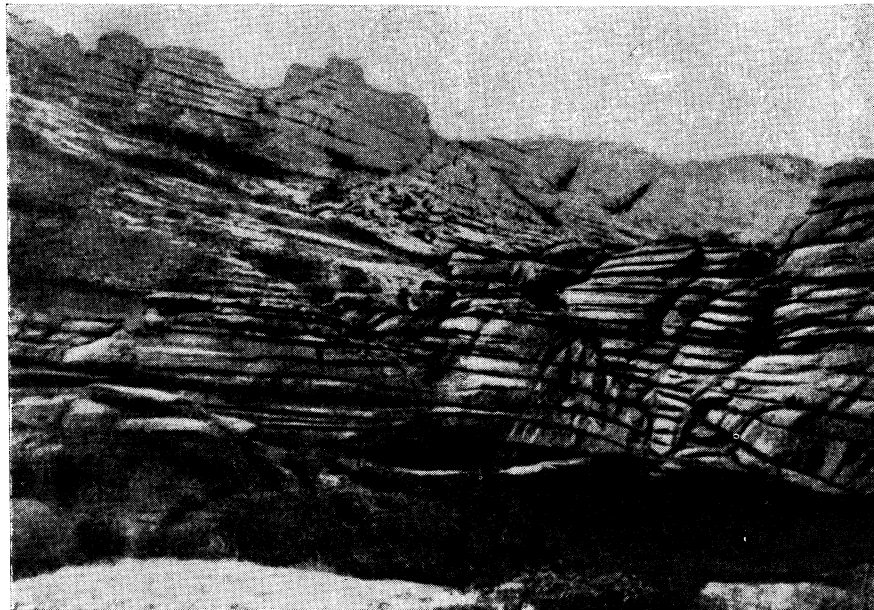
Таблица XIX



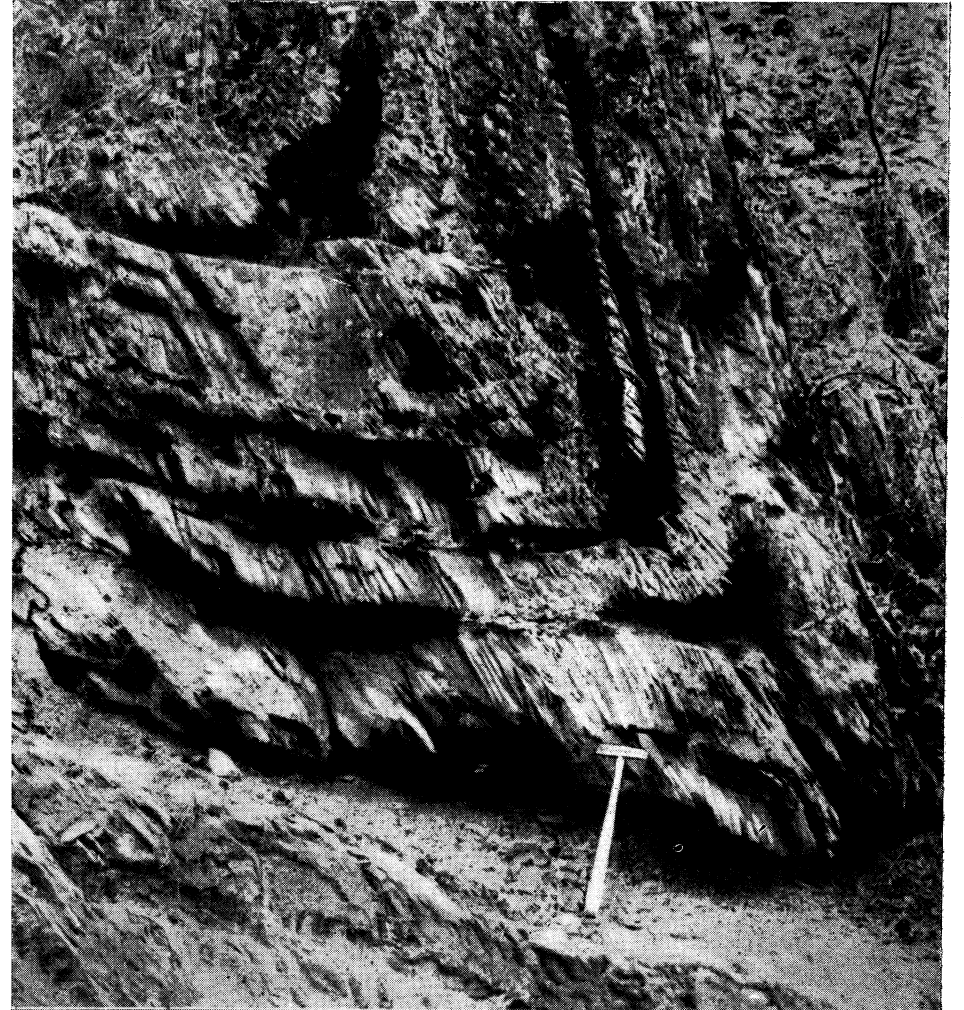
Призматическая отдельность в базальтах на Воьни



1. Шаровая отдельность в диабазах Берчогура  
(по В. И. Яворскому)

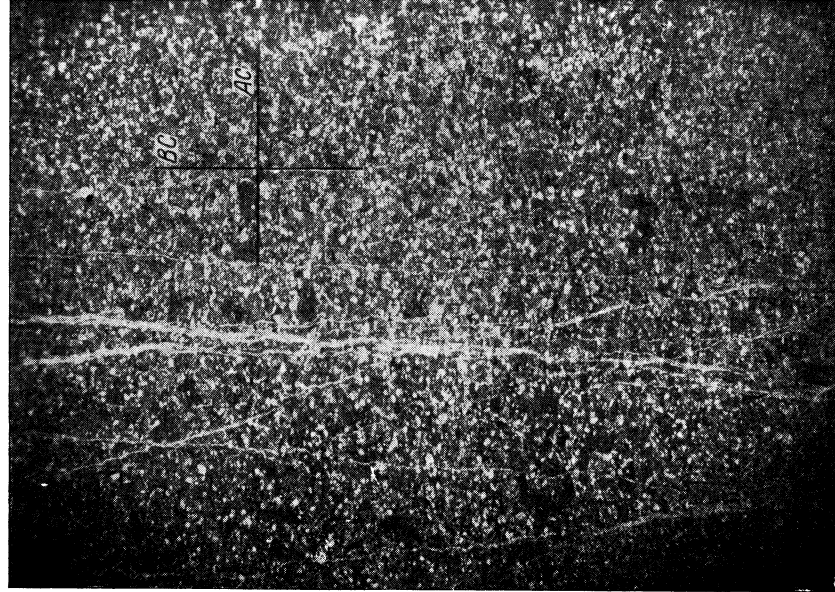


2. Матрацевая отдельность в гранитах  
(по В. А. Обручеву)

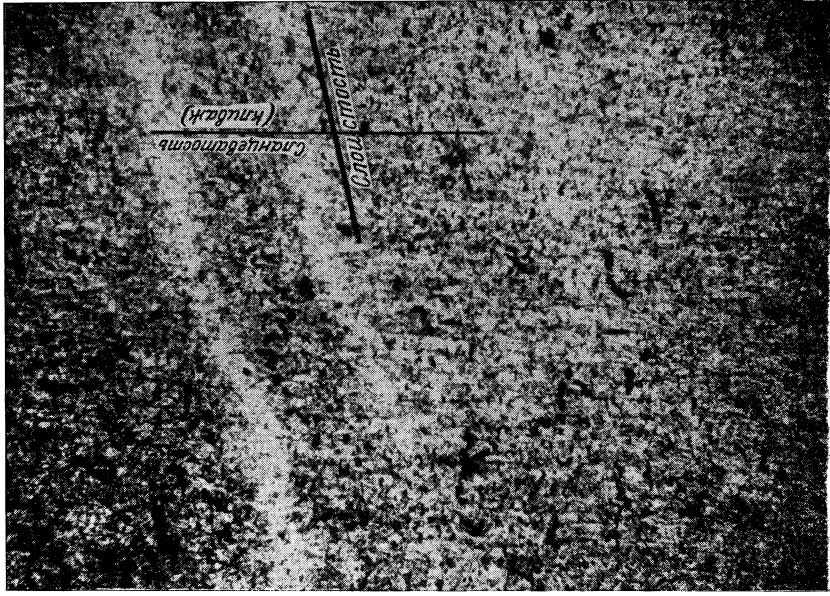


Кливаж, параллельный осевой поверхности складки. Тенесси, Вэлленд  
(фото А. Кэйса)

Таблица XXII

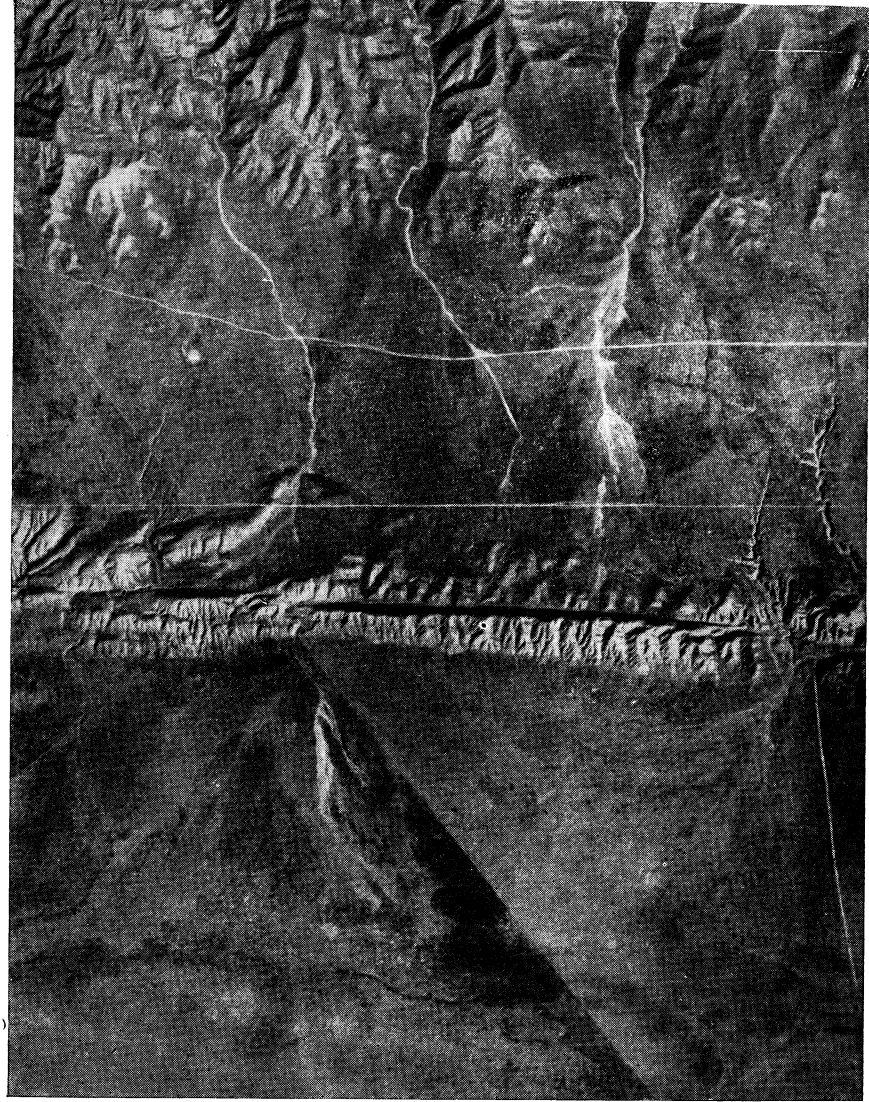


1. Ориентировка породообразующих минералов по поперечному кливажу течения (АС). Пассанаурский песчаник,  $\times 10$



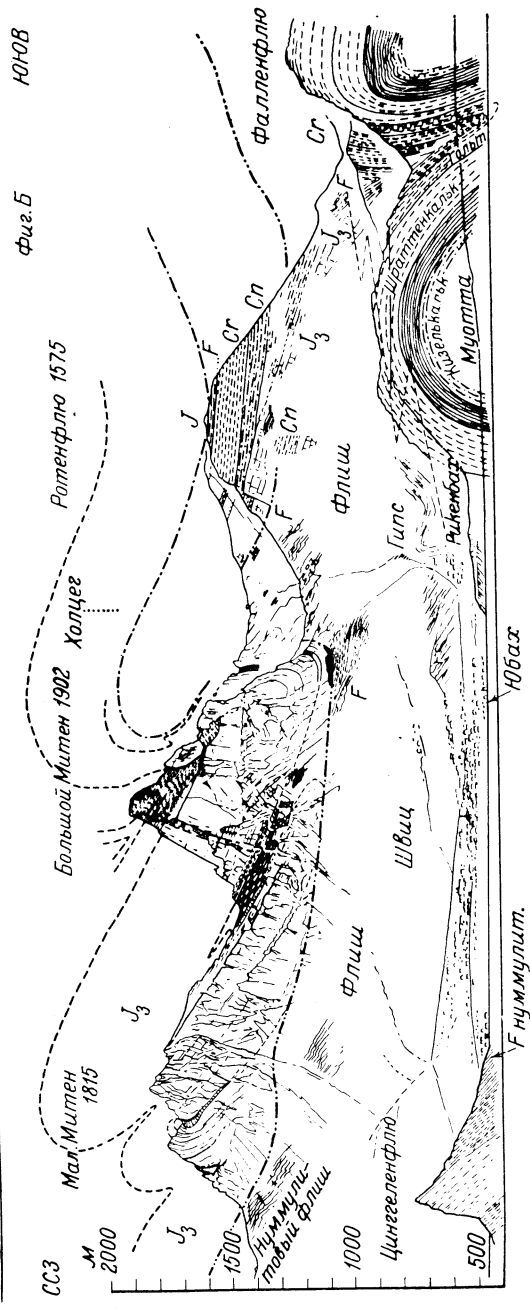
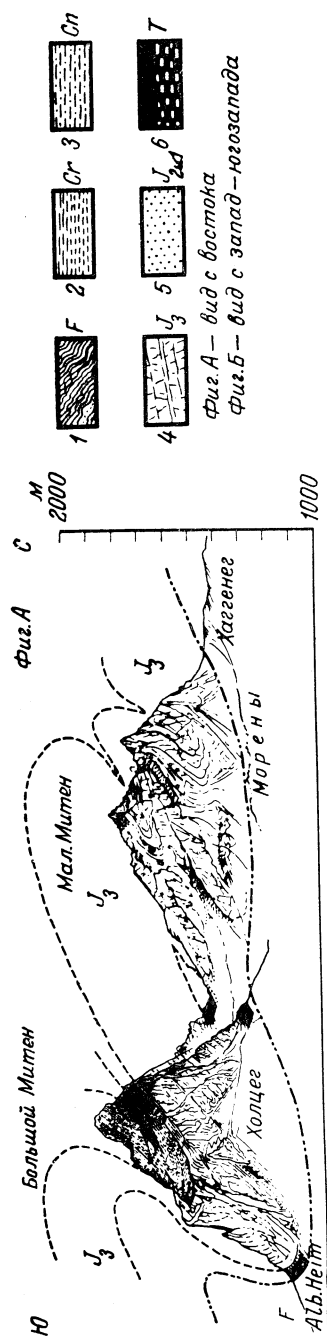
2. Поперечный кливаж течения, секция слоистость в сланцах циклаурской свиты,  $\times 20$  Кавказ, Дарьяльское ущелье

Таблица XXIII



Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии. Аэрофотография (по В. С. Ливингу)

Таблица XXIV



Экзотические скалы тэстонического покрова. Северо-западные Альпы, Миттены (по А. Гейму)  
1 — эоценовый (частично селоманский) флиш; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел; 4 — мальм; 5 — доггер и лейас; 6 — триас

к эпизоне, характерной новообразованием серицита, хлорита, цоизита; в других случаях метаморфизм, сопутствующий слоевому кливажу, приводит к образованию настоящих кристаллических сланцев. Процесс сопровождается образованием альбита, ставролита и граната, соответствующих катаzone метаморфизма. Некоторые явления образования слоевого кливажа происходят в условиях, близких к ранним стадиям гранитизации.

Возможно, что большинство складчатых кристаллических сланцев обладает слоевым кливажем, который следует первоначальным поверхностям стратификации. Это явление установлено А. В. Пэком, Л. И. Лукиным (1947) в разных районах развития кристаллических сланцев

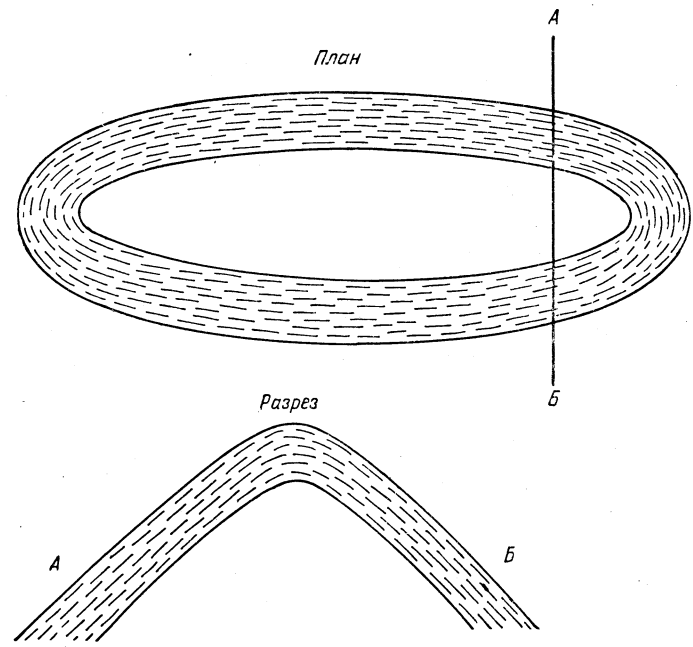


Рис. VI-22. Слоевой кливаж в складке

Центрального Кавказа. Широко оно известно и в других областях развития кристаллических сланцев (Кеслер, 1950 и др.).

Пока остается невыясненным, может ли образование кливажа осевой плоскости сочетаться с таким значительным метаморфизмом, который встречается в связи со слоевым кливажем.

Было бы неверно считать, что слоевой кливаж образуется до смятия пород в складки. Мы уже отметили несостоятельность таких взглядов в начале этой главы, рассматривая правило Г. Рикке и представления Р. О. Дэли о возможности образования слоевой ориентировки минералов исключительно под действием статической нагрузки вышележащих пород.

Гипотезу, связывающую образование слоевого кливажа с активным действием внедряющейся магмы, выдвинул Ж. де-Лори (1941), но она, как нам представляется, не может быть принята как универсальная, потому что, например, в разных частях Иртышской зоны смятия слоевой кливаж совершенно отчетливо независим от активного магматического воздействия [11].

Наиболее вероятно, что образование слоевого кливажа определяется наличием следующих условий: а) сравнительно небольшим тангенциальным

сжатием, в связи с чем не происходит переориентировки порообразующих минералов параллельно осевым плоскостям складок так, как это имеет место в случае формирования сжатой складчатости; б) вертикально направленным усилием, передаваемым нижележащими породами, и в) значительным прогревом деформируемого участка магматическими эманациями, что повышает способность пород к пластическому течению даже при незначительных тектонических напряжениях.

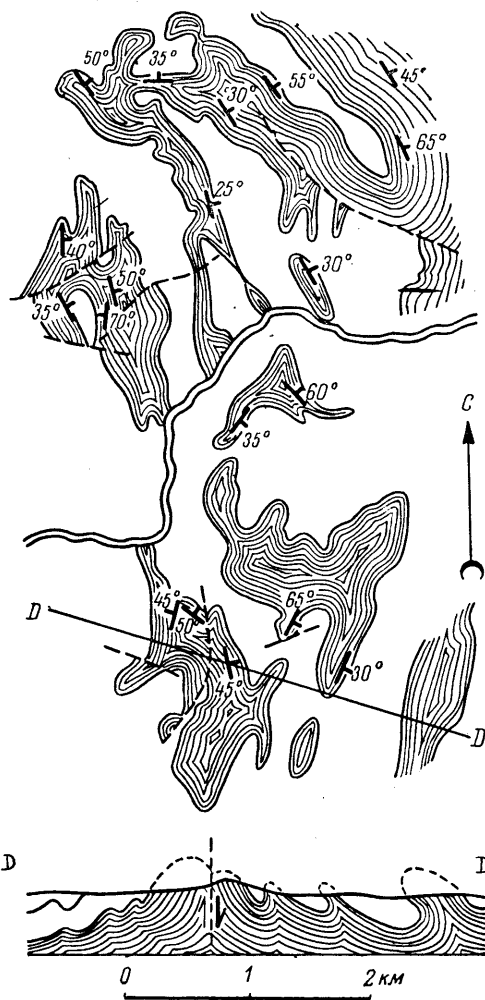


Рис. VI-23. Формы складок в раскливажированных кембрийских сланцах. Плоскости слоевого кливажа параллельны плоскостям наложения (по Т. Л. Кеслеру)

Линейная ориентировка во многих случаях может дать указания на направление движения при деформации горных пород. В этом заключается большая теоретическая и практическая ценность наблюдений над линейной ориентировкой. Необходимо во всех случаях геологических наблюдений над тектоническими явлениями тщательно искать признаки линейной ориентировки и документировать их.

Отчетливо выделяются три генетически различных типа линейной ориентировки тектонического происхождения и четвертый тип, самостоятельность которого не ясна. Обычно он сопровождается первыми три типа, но не исключены случаи самостоятельного его образования.

Справедливость своих представлений об отсутствии существенного бокового тектонического сжатия при образовании слоевого кливажа мы видим в открытом (не сжатом) характере складок, образуемых кристаллическими сланцами, несущими слоевой кливаж, и изменчивостью простирания их осей (рис. VI-23). Такие формы, очевидно, не могут образовываться в условиях значительного бокового сжатия.

**Торцовый кливаж**—особый тип кливажа, генетически связанный с линейной ориентировкой, ввиду чего он описывается в конце раздела, посвященного линейной ориентировке.

#### ЛИНЕЙНАЯ ОРИЕНТИРОВКА

Со структурами делимости и трещиноватости горных пород и одновременно со складчатыми структурами в некоторых случаях бывает связана структура линейной ориентировки (волоконность, стебельчатость) порообразующих минералов или целых агрегатов (рис. VI-24, 25).

Линейная ориентировка первых двух типов вызывается растягиванием (вытягиванием) зерен или агрегатов породы в определенном направлении, что придает этим зернам или агрегатам веретеновидную или сигаровидную форму (линейные ориентировки *a* и *b*).

Линейная ориентировка третьего типа вызвана вращением частиц деформируемого вещества вокруг оси *b*.

Линейная ориентировка четвертого типа представлена следами пересечения определенно ориентированных, закономерно связанных со складчатостью плоскостей (линейная ориентировка пересечения).

**Линейная ориентировка удлинения по *a*.** Под этим названием известна линейная ориентировка, образующаяся параллельно кливажу осевой плоскости в нормальных геосинклинальных складчатых сооружениях. Основная отличительная особенность линейной ориентировки *a* заключается в том, что длинные оси вытянутых минералов располагаются в плоскостях кливажа осевой плоскости в положении, перпендикулярном или почти перпендикулярном осям складок. Таким образом, эта ориентировка отражает явление весьма интенсивного течения вещества породы в твердом состоянии, в направлении вверх, т. е. параллельно главной оси деформации *A*, при развитии нормальной геосинклинальной складчатости.

Есть исследователи, которые недооценивают этот тип ориентировки и даже считают, что она представляет редкое явление. В книге Х. В. Ферберна «Структурная петрология деформированных горных пород» (1949) на стр. 16 помещен чертеж, из которого следует, что вытягивание зерен и агрегатов происходит не вдоль главной оси деформации *A*, а по оси *B*. В тексте на стр. 17 оговаривается, что встречаются случаи вытягивания зерен по оси *A*. Рисунок и оговорка способны ввести в заблуждение читателя.

Также неудачно указание М. Биллингса (1949) вообще, очевидно, считающего, что линейная ориентировка развивается только параллельно оси *B* — *b*. Ферберн и Биллингс упустили из виду существование различных генетических типов линейной ориентировки, в связи с чем их утверждения догматичны и неправильно ориентируют геологов относительно использования линейной ориентировки для определения направления движения при деформации. В последнее время с критикой представлений о широком распространении линейной ориентировки удлинения по *b* выступили многие исследователи (Андерсон, 1948; Клоос Э., 1946).

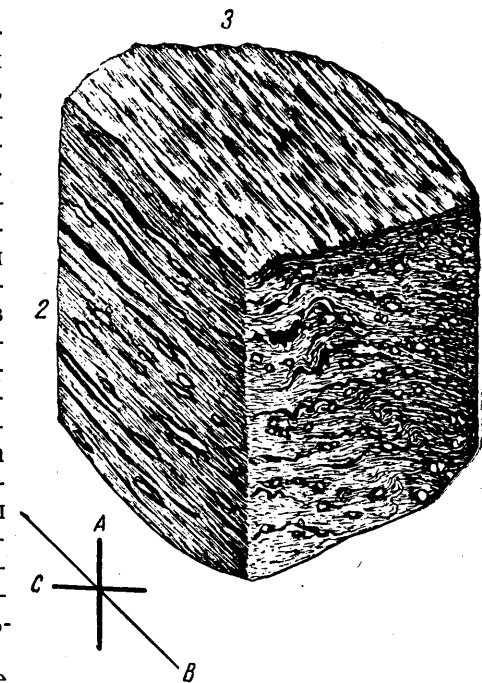


Рис. VI-24. Туффит рассланцеванный. Порфирокласты представлены кварцем и альбитом. Порода имеет резко выраженную волокнистость, хорошо видимую на трех взаимно перпендикулярных срезах образца (по П. Ф. Иванкину)  
1—в сечении, перпендикулярном волокнистости, порфирокласты изометричны; в сечениях 2 и 3 порфирокласты имеют форму овсяного зерна

Линейная ориентировка *a* вдоль поверхностей кливажа осевой плоскости распространена очень широко. Она наблюдалась А. Добре, А. Геймом в Альпах (1921, т. II, ч. 1), Лоэстом, В. Гольдшмидтом, Грубенманом и многими другими. Обширную литературную сводку, из которой следует, что линейная ориентировка удлинения по *a* была описана в 54 работах, можно найти у Э. Клооса (1946, стр. 11, 12). В последнее

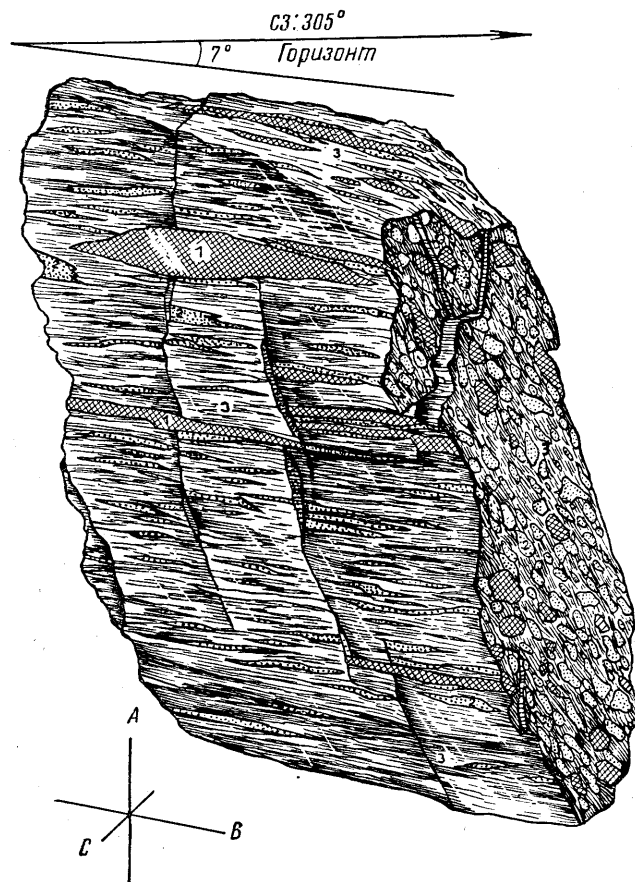


Рис. VI-25. Агломератовый туф, интенсивно расланцованный, с резко выраженной линейной структурой. Деформированные литокласты имеют сигарообразные очертания (по П. Ф. Иванкину)

1 — туфогенно-осадочный алевролит; 2 — кремнистые роговики; 3 — кварц-карбонат-серицит-хлоритовый сланец

время подобная ориентировка установлена в юго-западном Алтае, в бассейне Бухтармы (Ажгирей, 1951), Д. Броутоном (1946) в сланцах ордовика в системе Аппалачей и в области смешанного типа с нормальной складчатостью и складчатостью в зонах смятия вдоль юго-восточного края системы Аппалач описана Э. Клоосом и А. Хиетанен (1941, стр. 25; стр. 83, 84; табл. 8, 9; стр. 94; табл. 25; диаграммы 121, 123). Вытягивание кварцевых зерен в слюдистых сланцах и вертикальная ориентировка оптических осей кварцевых зерен в этих сланцах описана А. Хиетанен (там же, стр. 245; рис. 46; табл. 27 — диаграмма А-45). Зерна кварца в породах в случае развития линейной ориентировки часто (рис. VI-26) приобретают единообразное удлинение вдоль линии восстания (или, что

то же, линии падения) кливажных плоскостей. Так как в прямых складках осевая плоскость ориентирована вертикально, из факта растягивания породообразующих минералов тоже в вертикальном направлении вытекает вывод о вертикальной ориентировке оси деформации *A*, а отсюда еще более важный вывод об общей транспортировке вещества при складчатости по направлению вверх. Тесная генетическая связь линейной ориентировки удлинения по *a* с кливажем осевой плоскости и, следовательно, со складчатостью указывает на то, что при складчатости происходит перемещение вещества горных пород вверх, что вполне совпадает

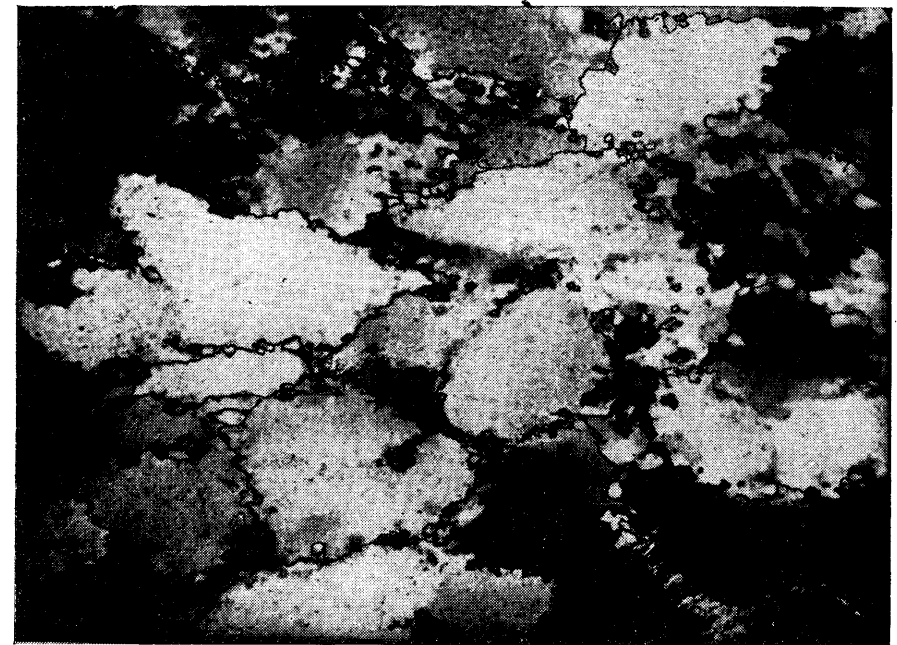


Рис. VI-26. Удлинение кварцевых зерен в тектоните в связи с кливажем течения. Кварцит кистинской свиты,  $\times 76$

с изложенными выше представлениями о генезисе складчатости геосинклинального типа.

Отметим, что в некоторых случаях имеет место одновременное удлинение и по *a* и по *b*, с образованием минеральных зерен или агрегатов дискоидальной формы, сплюснутых вдоль параллельных плоскостей. При недостаточной внимательности такая ориентировка может быть принята за линейную, потому что в сечениях минералы выглядят линейно вытянутыми. Однако в случае настоящей линейной ориентировки минералы вытянуты только в одной системе сечений и в близких к ней сечениях, тогда как в системе сечений, перпендикулярных линейности, эти же минералы не имеют вытянутости. В случае дискоидальных зерен и агрегатов линейность минералов будет проявляться в любом сечении, кроме сечения, параллельного диску.

Дискоидальная форма зерен кварца была описана в кварцитах среди хлорито-серицито-кварцевых сланцев в области, расположенной непосредственно северо-западнее Приаппалачской зоны смятия (Скотфорд, 1951, стр. 71).



**Линейная ориентировка удлинения по  $b$ .** Основная отличительная особенность линейной ориентировки  $b$  заключается в том, что длинные оси вытянутых минералов располагаются в плоскостях кливажа течения в положении, параллельном осям складок.

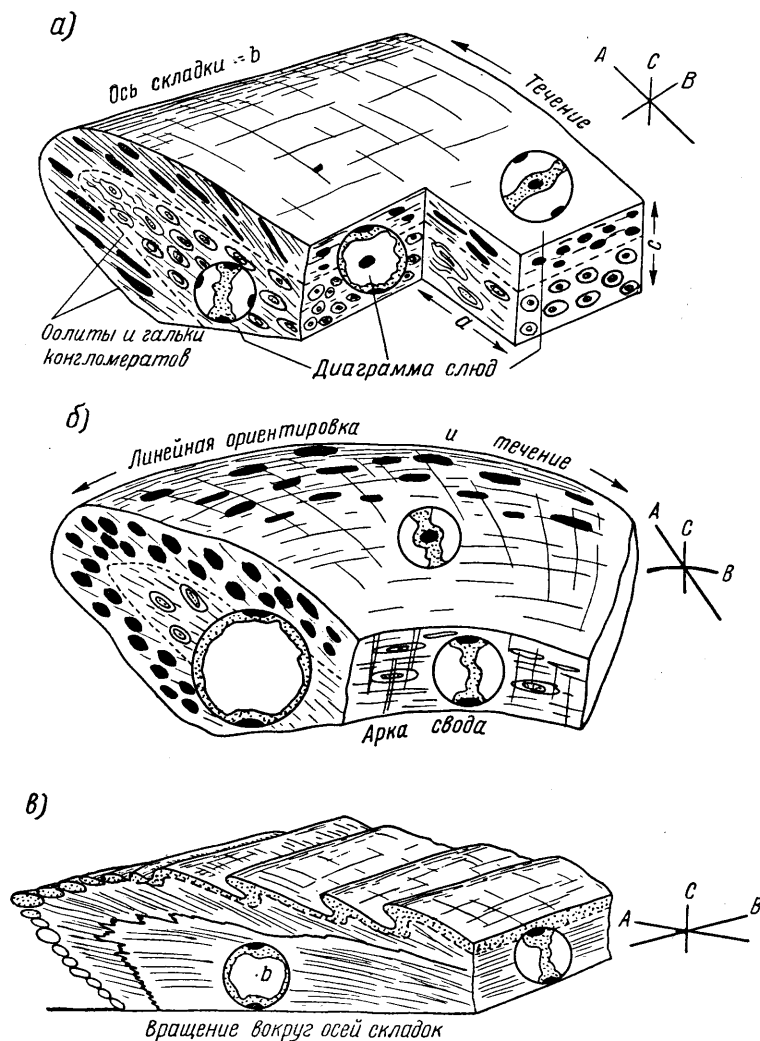


Рис. VI-27. Главные случаи образования линейной ориентировки при складкообразовании (по Э. Клоосу)

а) линейная ориентировка совпадает с направлением  $a$  и, таким образом, соответствует главному направлению движения вещества. Черные вытянутые формы — гальки или облиты; б) линейная ориентировка совпадает с осью свода изгибающейся складки, т. е. параллельна тектонической оси  $b$ . На диаграммах показана ориентировка слюды; в) образование линейной ориентировки при посредстве вращения в складках пластического волочения

Динамическая обстановка происхождения линейной ориентировки удлинения по  $b$  остается пока неясной. Э. Клоос, например, считает, что при равномерном росте складки будет образовываться линейная ориентировка удлинения по  $a$  (рис. VI-27 а), но при дугообразном выгибании складки ориентировка по  $a$  должна уступить место ориентировке по  $b$  (рис. VI-27 б).

Можно высказать большие сомнения в универсальности такого объяснения генезиса линейной ориентировки по  $b$ , но при известных условиях, возможно, линейная ориентировка по  $b$  формируется таким образом.

Другим способом образования линейной ориентировки удлинения по  $b$  является, может быть, формирование в складчатых комплексах зон смятия. Линейную ориентировку удлинения по  $b$  складок в Иртышской зоне смятия мы опишем в следующей, VII главе. Аналогичная линейная ориентировка  $b$  и линейная ориентировка пересечения в зоне смятия, протягивающейся вдоль юго-восточного края Аппалачских гор, описана С. Л. Агрон (1950) в сильно сжатой складке метаморфических хлоритосерицитовых и кварцево-альбитовых сланцев, подстилающихся конгломератами (рис. VI-28).

В качестве первого предположения было выдвинуто представление о большой роли сдвигового, горизонтального элемента движения при формировании пологой  $b$  ориентировки. Таким образом, эта ориентировка в некоторых случаях, возможно, отражает явление интенсивного течения

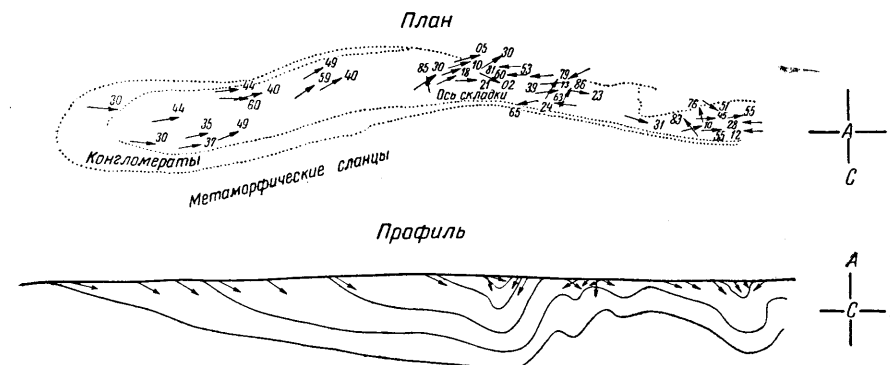


Рис. VI-28. Линейная ориентировка, хорошо совпадающая с направлением погружения осей складок в метаморфических хлоритосерицитовых и кварцево-альбитовых сланцах региональной зоны смятия (по С. Л. Агрону)

вещества в твердом состоянии с горизонтальным перемещением в условиях складкообразования зон смятия. Однако полной уверенности в справедливости этих представлений нет, потому что линейная ориентировка удлинения по  $b$  оказалась присутствующей в таких структурах, которые не имеют отношения к зонам смятия. Например, подобная ориентировка наблюдается в северной части Скалистых гор, в грубых докембрийских конгломератах (Парк и Кэннон, 1943, табл. 4 и карта 1), мало деформированных и залегающих сравнительно полого.

**Линейная ориентировка вращения** осуществляется при наличии вращательного движения вокруг оси складки (т. е. вокруг оси  $B$ ), в частности, в процессе образования складок волочения или пластического волочения (рис. VI-27 в). Конечно, при таком процессе общее удлинение происходит по основной схеме складкообразования, т. е. по направлению  $a$ , однако отдельные частицы или агрегаты пород, вовлеченные во вращательное движение, будут вытягиваться вдоль оси  $B$ , точно так же, как будет приобретать веретеновидную форму кусочек воска, если мы будем раскатывать его между ладонями. Заметим, что движется этот кусочек воска не по направлению удлинения, а в направлении, перпендикулярном по отношению к удлинению.

**Линейная ориентировка пересечения.** Существует линейная ориентировка, не всегда обязанная вытягиванию породообразующих минералов

или их агрегатов, но вызванная пересечением двух или нескольких закономерно ориентированных плоскостей кливажа. Другой возможный способ образования ориентировки пересечения по типу линейной ориентировки  $b$  связан с образованием мельчайших складок волочения на плоскостях скольжения в интенсивно смятых плейчатых сланцах (Тернер, 1948, стр. 179). Важно заметить, что именно этот тип сопровождается действительное перемещение вещества по  $a$  в связи с образованием складок волочения. Видимо, оба типа линейных ориентировок пересечения не

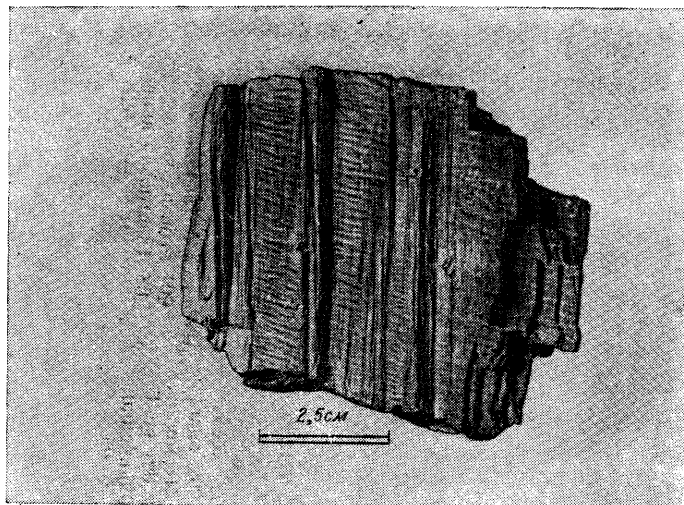


Рис. VI-29. Пересечение двух взаимно перпендикулярных линейных ориентировок (по Э. Клоосу)

имеют прямой связи с явлениями вытягивания минералов и, значит, не дают непосредственных указаний на направление движения при деформации.

Это тем более справедливо, что известны системы пересекающихся почти под прямым углом линейных ориентировок (рис. VI-29), из которых одна может совпадать с направлением удлинения по  $a$  или по  $b$ . Поэтому нам представляется, что есть только один объективный критерий для выявления настоящих ориентировок удлинения по  $a$  или  $b$  — непосредственно наблюдаемое растягивание минералов или агрегатов соответственно в направлении падения осевых плоскостей складок или параллельном осям складок. Именно поэтому линейные ориентировки пересечения, для того чтобы избежать смешения с настоящими линейными ориентировками, должны строго выделяться в самостоятельный морфологический тип.

#### ГЕНЕЗИС СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР И НАБЛЮДЕНИЯ НАД ЛИНЕЙНОЙ ОРИЕНТИРОВКОЙ

Нам представляется, что дальнейшие шаги в определении генезиса складчатых структур в очень большой мере зависят от изучения линейных ориентировок в складчатых горных породах. Важная роль линейных ориентировок первых двух выделенных типов заключается в том, что они

указывают направление перемещения материала при деформации. К сожалению, смешение всех четырех типов линейной ориентировки, существующее в геологической литературе, часто совершенно обесценивает данные о линейной ориентировке, проводимые в описаниях конкретных складчатых образований.

Американские и западноевропейские исследователи, выделив  $a$  линейность и  $b$  линейность, не внесли ясности в этот вопрос, потому что в той и другой категории они попрежнему продолжают объединять линейную ориентировку удлинения и линейную ориентировку пересечения, которые могут иметь совершенно различный генезис.

В настоящее время мы не располагаем достаточным количеством фактов для развернутого анализа условий образования складчатых структур в свете данных о линейных ориентировках. Но отрывочные факты указывают на существование по крайней мере двух, а возможно и нескольких типов складок с различной кинематикой формирования. В одних складках, нормального, геосинклинального типа, как мы уже указывали выше, широко наблюдается линейная ориентировка удлинения по  $a$ , что вполне согласуется с представлениями о генезисе этих складок в связи с тангенциальным сжатием. В других складках, возможно, главным образом в зонах смятия или вблизи зон смятия, встречаются оба типа линейной ориентировки удлинения, т. е. удлинение по  $a$  или по  $b$ , встречается даже одновременное удлинение по  $a$  и по  $b$  с образованием дискоидальных форм агрегатов или зерен кварца.

**Торцовый кливаж.** Перпендикулярно или почти перпендикулярно линейной ориентировке  $a$  и  $b$  располагаются очень прямые, сравнительно редкие трещины, носящие название торцового кливажа. В районах с нормальной геосинклинальной складчатостью, где волокнистость пород ориентирована почти вертикально, плоскости торцового кливажа почти горизонтальны, являясь плоскостями  $BC$ . В районах зон смятия с линейной ориентировкой, параллельной осям складок, торцовый кливаж круто наклонен, почти вертикален и пересекает складки поперек их длинных размеров. На этом основании торцовый кливаж постоянно смешивается с кливажем  $AC$ , характерным для геосинклинальной складчатости. Однако возможно, что ориентировка торцового кливажа и здесь остается неизменной, грубо совпадая с плоскостью  $BC$ .

#### ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НАД ДЕЛИМОСТЬЮ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬЮ

Наблюдения над делимостью и трещиноватостью заключаются в массовых замерах горным компасом, привязываемых к точкам обнажений на соответствующих картах. Важнейшее требование заключается в том, чтобы имелась достаточная ясность в геологическом положении всех пунктов замеров делимости и трещин относительно складчатых и разрывных нарушений, развитых на изучаемом участке. Это требование, серьезность которого часто недооценивается, связано с обычной тесной зависимостью между образованием большинства систем делимости и трещиноватости и образованием складчатости и разрывных нарушений. Без ясного представления о геологических структурах участка изучение трещинной тектоники может превратиться в механическую операцию по замеру делимости и трещин со смешением различных генетических типов. Эти замечания относятся к случаям изучения на определенном участке основных закономерностей трещинной тектоники, но не могут в полной

мере относиться к случаям решения обратных задач, когда геолог по размещению главных систем трещиноватости и делимости пытается определить характер и положение в пространстве главных складчатых и разрывных нарушений, почему-либо недоступных для непосредственного изучения. В последнем случае геологическая привязка делается только в ограниченном числе пунктов, там где она возможна, на остальных же участках приходится решать задачу от противного — по системам трещиноватости восстанавливать вероятное положение других структурных элементов. В этом, собственно говоря, и заключается основная практическая ценность изучения трещинной тектоники.

Из всего сказанного вытекает второе важное требование: наблюдения над трещинной тектоникой должны быть дифференцированы между участками с характерным залеганием пород. Для каждого участка должны быть составлены самостоятельные диаграммы трещиноватости, чтобы, сопоставляя изменения делимости и трещиноватости от участка к участку, возможно было сделать выводы о соответствующих изменениях всего комплекса геологических структур.

Выбор границ участка, для которого составляется единая диаграмма, очень ответствен. Никакие механические системы распределения участков (например, квадратная или другая сетка) категорически неприемлемы. Каждый отдельный участок должен быть геологически и структурно однороден. Это значит, что на каком-нибудь однообразном гранитном поле участок, для которого составляется диаграмма, может быть очень большим и, наоборот, на какой-нибудь небольшой складчатой структуре диаграммы должны быть составлены отдельно для обнажений в одном крыле складки, в другом крыле складки, в замковой части складки и на каждом из периклинальных замыканий складки. Около значительного разрывного нарушения диаграммы должны быть составлены отдельно для пород висячего и лежащего бока и т. д.

В связи с неизбежными различиями физико-механических свойств разных пород находится третье требование: среди каждой литологической (петрографической) разности пород замеры делимости и трещиноватости должны производиться отдельно и диаграммы составляться также отдельно.

Как известно, трещиноватость и делимость представлены несколькими генетическими типами. Кроме того, в зависимости от возраста трещин одни из них могут быть пустыми, другие заполнены тонкими прожилками кварца, кальцита или стенки их покрыты пиритом, породы, составляющие стенки трещин, могут быть несколько изменены, хлоритизированы, серицитизированы и т. п. Поэтому четвертым требованием при изучении трещиноватости и делимости является по возможности четкое разделение производимых замеров по характерным морфологическим типам трещин. Например, раздельно замеряются трещины прямолинейные, пустые, трещины с рваными и извилистыми стенками, трещины, заполненные карбонатными или кварцевыми прожилками, трещины с зеркалами и штрихами скольжения на стенках. В последнем случае обязательно замеряются элементы залегания штрихов скольжения.

Пятое требование заключается в том, что когда это возможно, дается характеристика частоты развития трещин определенных систем. Обычно частота развития определяется числом трещин на один метр длины, измеренным в направлении, перпендикулярном к этим трещинам.

Наконец, из необходимости дифференциации наблюдений над трещинной тектоникой и из того факта, что, кроме закономерно сопряженных систем трещиноватости, в горных породах развиваются многочисленные, случайно ориентированные трещины, т. е. трещины, образование которых зависит не от общего плана деформации и структуры участка, а от местных различий в механических свойствах пород или мелких форм залегания пород, вытекает шестое требование: наблюдения над трещиноватостью и делимостью должны быть массовыми. Исследователь не может рассчитывать получить сколько-нибудь ценные выводы из недостаточно массовых, а тем более из единичных замеров трещин.

В связи с требованием массовости замеров трещин должен решаться вопрос о способах замеров. Замеряться должны решительно все трещины, наблюдаемые в обнажениях. При таком способе замера достигается необходимая объективность исследования.

Трещины случайные, различно ориентированные, будут рассеиваться при изображении их на диаграмме, тогда как трещины, образующие устойчивые, закономерные системы, будут группироваться на диаграммах в отчетливые максимумы. Этот способ, однако, чрезвычайно трудоемок и часто им приходится пользоваться как контрольным, с выборочной проверкой наиболее важных обнажений; основная же часть работы проводится несколько иначе.

Во всяком обнажении простым глазом устанавливаются характерные системы трещин. Каждая из этих достаточно определенно устанавливаемых систем трещин замеряется и характеризуется отдельно, причем замеряются все трещины каждой системы; что же касается трещин, не входящих в какую бы то ни было характерную систему, они не замеряются совсем. Опасность такого способа изучения трещиноватости заключается в выборочности производимых замеров. От исследователя требуется достаточная опытность, чтобы не пропустить менее четких систем трещин и должна существовать достаточная уверенность, что остальные, оставшиеся незамеренными трещины не группируются в характерные системы. В этих именно целях должны в течение времени проводиться контрольные замеры всех трещин. В наиболее важных обнажениях даются сравнительные диаграммы (выборочная и полная)<sup>1</sup>. Недостатки упрощенного способа в определенной мере искупаются значительным повышением производительности изучения (не менее, чем в 3—5 раз), потому что в большинстве случаев трещинная тектоника совсем не изучается даже при детальном исследовании в связи

<sup>1</sup> Конечно, применение упрощенного способа возможно только при условии, что трещинная тектоника имеет значение вспомогательной характеристики. Когда же на основании наблюдений над трещинами разрешаются главные вопросы геологии участка, никакие упрощения замеров недопустимы.

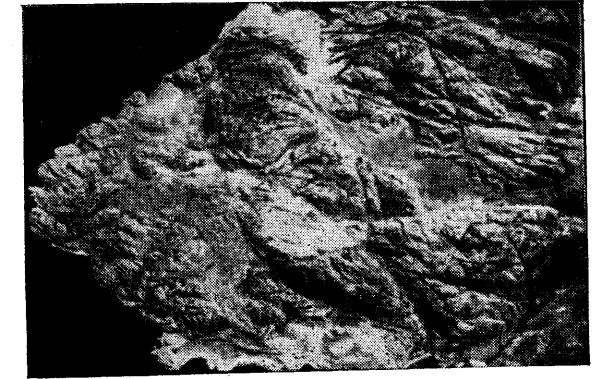


Рис. VI-30. Системы трещиноватости на аэрофотоснимке

с отсутствием времени на громадные по объему измерения трещин. В таких случаях лучше иметь приблизительную характеристику основных систем трещиноватости, чем не иметь никакой характеристики.

Конечно, дальнейшее «упрощение» способа изучения трещинной тектоники, выражающееся в измерении только нескольких более или менее отчетливых трещин в обнажении, совершенно недопустимо, и полученные «данные» не имеют никакой ценности, кроме отрицательной, поскольку они могут привести к совершенно ложным выводам.

Существенную помощь в выявлении и изучении трещинной тектоники оказывают аэрофотоснимки, на которых при достаточно крупном масштабе (1 : 10 000—1 : 20 000) фиксируются хорошо развитые системы трещиноватости в форме систем линий определенного простирания (VI-30). Зная по наземным компасным замерам направление и угол падения систем трещиноватости, видимых на аэрофотоснимках, можно с очень большой точностью выявить относительную важность и распространенность различных систем трещиноватости.

### ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ ПО ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКЕ

Простейшим способом обработки данных замеров делимости и трещиноватости, в том случае, если все системы трещин и плоскостей делимости имеют приблизительно вертикальное положение среди горных

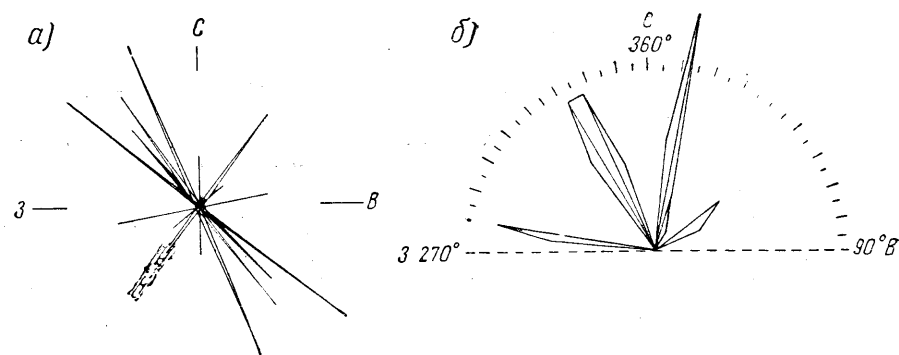


Рис. VI-31. Розы-диаграммы трещин

а) диаграмма простираний единичных трещин; б) диаграмма простираний характерных классов трещин

пород, является составление так называемых роз-диаграмм трещин (плоскостей).

Принцип построения роз-диаграмм заключается в том, что каждый замер трещины откладывается в виде отрезка определенной длины (т. е. в определенном масштабе) от центра диаграммы в направлении простирания трещины. Большое количество трещин, простирающихся примерно одинаково, образует длинный луч диаграммы и таким образом выявляется характерный максимум (рис. VI-31а). Розы-диаграммы трещинной тектоники можно строить несколькими способами. Самый удобный способ такой: на диаграмме откладываются не отдельные трещины, а классы трещин определенного простирания. Для этого все произведенные замеры распределяются на 36 классов с интервалом в  $5^\circ$ . Так, например, все трещины, имеющие азимут простирания от 1 до  $5^\circ$ , а также соответствующие им трещины с азимутом простирания от 181 до  $185^\circ$

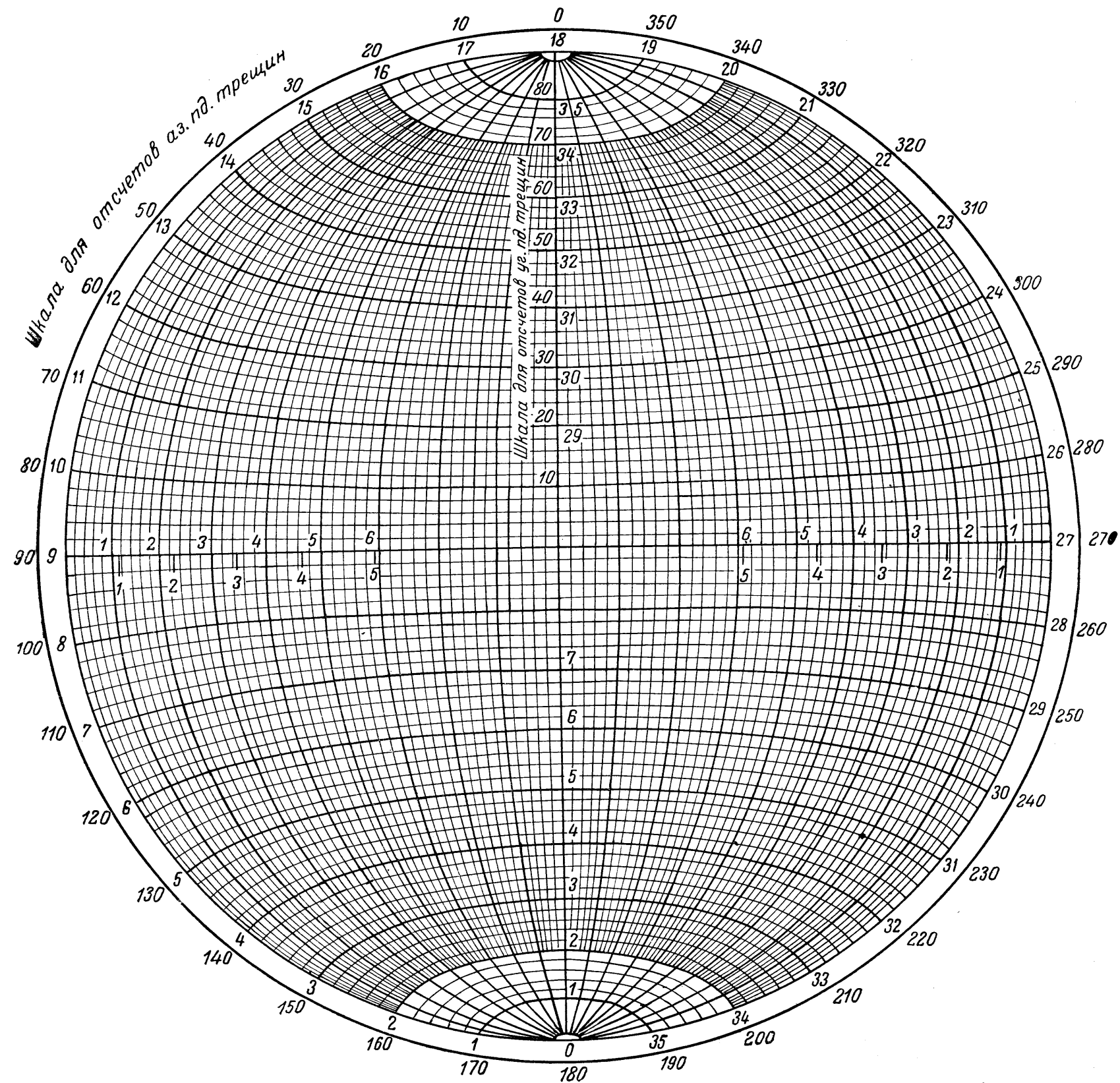


Рис. VI-32. Сетка равноплощадной проекции

попадут в один класс. Следующие трещины с азимутами простираций от 6 до 10° (или соответственно от 186 до 190°) попадут в следующий класс и т. д. (табл. 5).

Таблица 5

Класс Градусы	1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	31—35
	(181—185)	(186—190)	(191—195)	(196—200)	(201—205)	(206—210)	(211—215)
Число трещин	1	15	31	17	7	1	3 и т. д.

В таблице, составляемой для каждого обнажения, указывается число трещин, принадлежащих к каждому из выделенных классов. Теперь необходимо выбрать подходящий масштаб и длину каждого луча, отвечающего каждому из 36 классов, и изобразить в масштабе соответственно количество трещин, приходящееся на каждый класс. Затем вершины лучей соединяются прямыми линиями (рис. VI-31б), которые и образуют розу-диаграмму.

Способ роз-диаграмм применим в основном только для платформенных районов развития трещиноватости, где решительное большинство трещин залегает вертикально или почти вертикально. Для горных районов этот способ, как правило, совершенно непригоден, потому что он не дает характеристики залегания наклонно падающих трещин. Здесь диаграммы трещиноватости составляются на основе сетки равноплощадной проекции (В. Шмидта) и носят название круговых диаграмм (рис. VI-32).

Равноплощадная сетка является стереографической проекцией полусферы на плоскость, так же как известная сетка Вульфа, но отличается от последней способом построения. В равноплощадной сетке длина отрезка от центра до пересечения с некоторым меридианом по экватору вычисляется по формуле:  $r = 2a \sin \frac{\alpha}{2}$ , где  $a = 7,07$  см для сетки диаметром 20 см. Для сетки Вульфа  $r = 2a \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$ .

Сетка Вульфа правильно отображает угловые расстояния, поэтому она нашла широкое применение при определении углов, образуемых оптическими и кристаллографическими векторами. Однако сетка Вульфа значительно искажает площади краевых частей проектирующейся на нее сферы, что крайне неудобно для сравнения плотности распределения точек, отвечающих элементам залегания трещин на диаграммах трещиноватости. Поэтому в трещинном и, как увидим дальше, петроструктурном анализе применяется равноплощадная сетка. Способ нанесения данных на эту сетку ничем не отличается от способа нанесения данных на сетку Вульфа. В трещинном анализе при нанесении данных на равноплощадную сетку (так же как и при работе с сеткой Вульфа) последняя рассматривается как проекция верхней полусферы (рис. VI-33 а). В петроструктурном анализе та же равноплощадная сетка применяется как проекция нижней полусферы. На диаграмму трещин вместо самих плоскостей трещин, которые изображались бы на сетке в форме линий больших кругов, что было бы чрезвычайно громоздко, наносят только проекции точек пересечения с верхней полусферой нормалей к плоскостям трещин (рис. VI-33 б). Таким образом, каждая трещина изобразится на диаграмме точкой. Диаграмма составляется на листе кальки, который накладывается на сетку, служащую трафаретом. На кальке

прочерчивается круг, соответствующий внешнему кругу сетки-трафарета, и на круге отчетливой чертой обозначается место нуля, которое одновременно является ориентировкой диаграммы, указывая направление севера. Бумажная калька в центре укрепляется небольшим кусочком лейкопласта

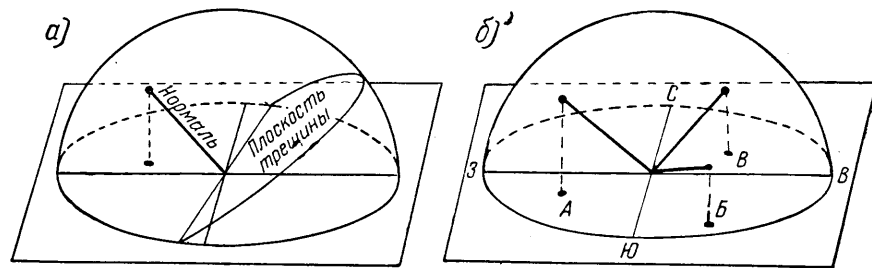


Рис. VI-33. Схемы, поясняющие способ изображения пространственного положения трещины на сетке равноплощадной проекции  
а) построение проекций трещин; б) примерные изображения ориентировок трещин на сетке равноплощадной проекции

и наклеивается на центр трафарета, что обеспечивает вращение кальки. При нанесении точки, характеризующей элементы залегания трещины (азимут и угол падения), совмещаем место нуля кальки с цифрой на

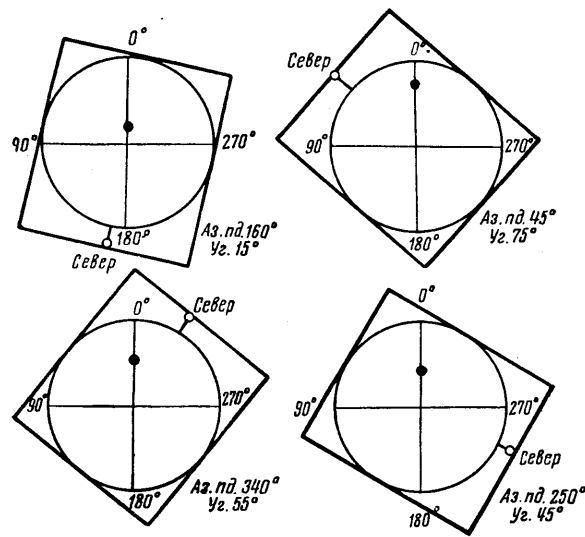


Рис. VI-34. Схема, поясняющая способ нанесения данных (замеров трещин) на кальку, наложенную на трафарет сетки равноплощадной проекции

на юг, т. е.  $180^\circ$  под углом  $90^\circ$ ). Однако наносится только одна точка (любая из двух).

В результате нанесения всех замеров данного обнажения получаем точечную диаграмму. Но точечная диаграмма недостаточно наглядна и несравнима с такими же точечными диаграммами, в которых количество исходных наблюдений значительно различается между собой. Поэтому точечную диаграмму перевычисляем и вычерчиваем на ее основе диаграмму в изолиниях относительной плотности точек. Кальку точечной

диаграммы накладываем на сантиметровый трафарет. При помощи другого вспомогательного трафарета, представляющего кружок радиусом в 1 см, который при диаметре диаграммы 20 см занимает площадь, равную 1% площади диаграммы, устанавливаем плотность (количество точек), приходящуюся на единицу площади диаграммы. Помещая центр вспомогательного кружка в узлы сантиметрового трафарета (рис. VI-35 а), подсчитываем количество точек, попадающих внутрь кружка и прибавляем половину точек, попадающих на его окружность. Эту цифру ставим на кальке диаграммы в узел сетки. В результате каждый узел на диаграмме будет охарактеризован цифрой. В краевых частях диаграммы кружок-трафарет будет выходить за пределы большого круга, но ровно на столько же он должен входить в пределы большого круга на диаметрально противоположном конце диаграммы. Вспомним, что трещина с азимутом падения  $0^\circ$  под углом  $90^\circ$  одновременно является трещиной с азимутом падения  $180^\circ$  под углом  $90^\circ$ , и всякие другие круто-

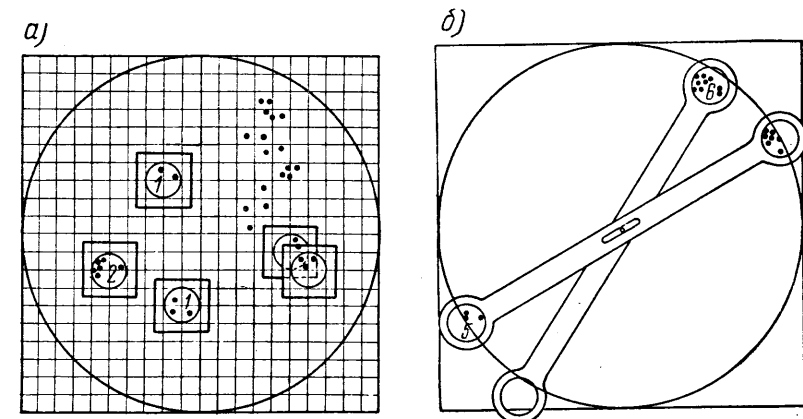


Рис. VI-35. Обработка точечной диаграммы  
а) определение густоты точек; б) приспособление для обработки кальки точечной диаграммы в краевых частях

залегающие трещины с ничтожным отклонением в угле падения в зависимости от того, отклонилось ли их падение к югу или к северу, попадут на противоположные концы диаграммы. Вот почему при исчислении плотности точек в краевых частях диаграммы необходимо учитывать точки, расположенные близко к краю, на противоположном конце диаграммы (рис. VI-35 б). И в дальнейшем, когда будут проводиться изолинии плотности, между ними должно быть полное соответствие в диаметрально противоположных краях диаграммы. Если, например, какая-нибудь изолиния уперлась в большой круг с одной стороны, то эта же линия должна появляться на большом круге с другой стороны.

Для того чтобы диаграммы, основанные на разном количестве замеров, были сопоставимы, цифры плотности точек на единицу площади должны быть выражены не в абсолютных, а в относительных величинах. Например, если общее количество точек на диаграмме 100 или около 100, цифра плотности в каждом узле трафарета, полученная подсчетом точек, характеризует не только абсолютную, но и относительную плотность. Если же общее количество точек 200 или около этого, для получения относительной плотности надо каждую цифру в узле трафарета разделить на 2. Если количество точек около 150 — каждую цифру в узле трафарета делим на полтора. Таким образом, получаем цифры

относительной плотности в процентах на 1% площади диаграммы. Теперь остается провести линии одинаковой плотности, которые строятся по принципу изображения топографической поверхности (рис. VI-36 а) и нигде не должны пересекаться. При диаграмме указывается наимено-

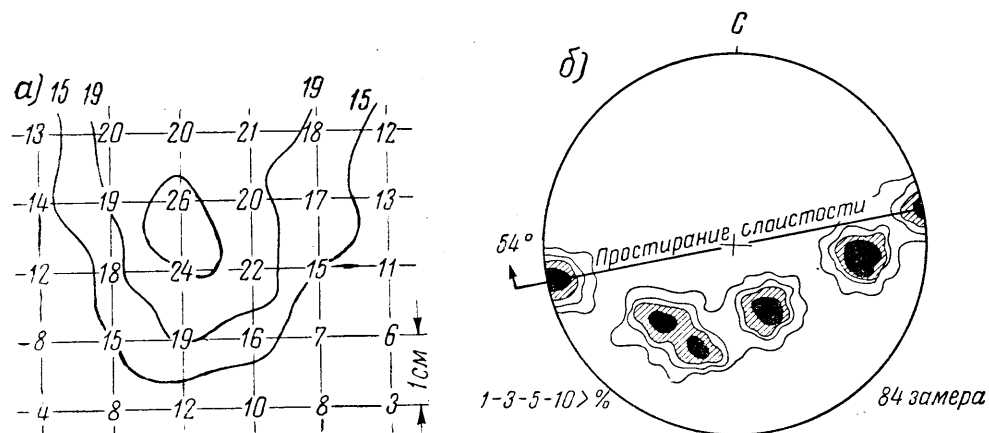


Рис. VI-36. Обработка диаграммы изолиний равной плотности

а) способ проведения изолиний; б) диаграмма ориентировки трещин с указанием плотностей, которым соответствуют изолинии

вание изолиний (рис. VI-36 б) и количество точек, положенных в основу диаграммы.

#### ПРИМЕРЫ АНАЛИЗА ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ

##### Трещинная тектоника Русской платформы

Практическое использование наблюдений над платформенной трещиноватостью тектонического происхождения идет по следующим направлениям. Анализируются характер, ориентировка и интенсивность трещиноватости на участках хорошо исследованных достаточно обнаженных или являющихся объектами разведок. Выявляется связь определенных типов трещиноватости с различными тектоническими структурами (куполами, флексурами, зонами разрывов и т. п.). Обычным методом обработки наблюдений трещиноватости является построение роз-диаграмм трещин. Применение стереографических проекций не требуется в связи с тем, что трещины в огромном большинстве имеют вертикальное залегание, и практический интерес представляют только данные об их простирании.

На основании приобретенного опыта и выявленных закономерностей во взаимоотношениях между трещиноватостью и крупными структурными формами, изучение трещинной тектоники направляется на решение практических задач. В районах, менее обнаженных и изученных разведочными выработками, по наблюдениям над трещиноватостью пород представляется возможным предугадать характер и размещение тектонических структур — куполов, флексур и зон разрывов.

Трещиноватость тектонического происхождения на платформах, по Е. Н. Пермякову, представлена двумя основными типами: продольным и диагональным. Для продольной трещиноватости характерно продольное положение главных лучей роз-диаграмм

трещин по отношению к линиям простирания и падения слоев или структур. Диагональная трещиноватость характеризуется тем, что главные лучи располагаются диагонально к направлениям простирания и падения тех же структурных элементов.

Продольная трещиноватость развивается в следующих условиях: а) при разрывных дислокациях; б) при моноклиналином залегании слоев; в) в вытянутых, узких антиклиналях с горизонтальным расположением оси, без ундуляций; г) в центральных частях пологих, широких сводов; д) при куполообразных, не нарушенных асимметрией, поднятиях.

Диагональный тип трещиноватости возникает при наличии вращательных растягивающих усилий. Эти условия характерны в брахиантиклиналях и структурных носках, при ундуляциях и затуханиях структур. Диагональный тип трещиноватости преобладает в платформенных структурах, однако в чистом виде продольный и диагональный

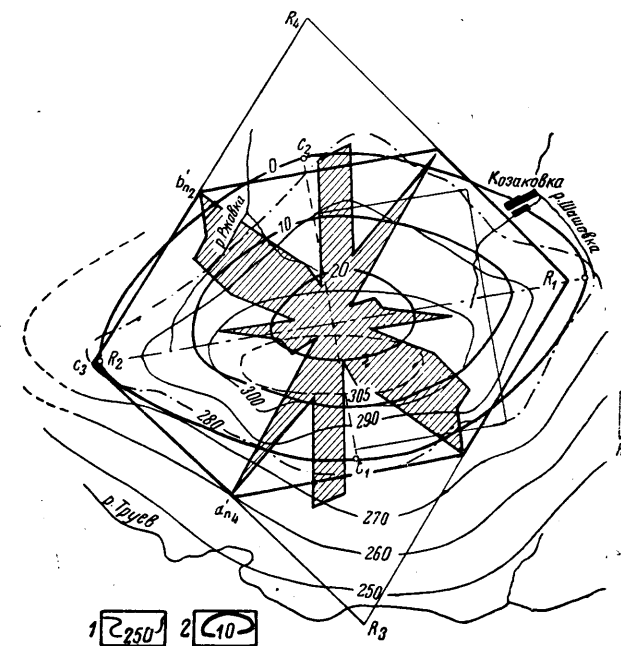


Рис. VI-37. Сопоставление структурной карты Козляковского поднятия со структурной схемой этого же поднятия, составленной по данным изучения тектонической трещиноватости (по Е. Н. Пермякову)

1 — стратозигопсы структурной карты; 2 — изолинии вычисленной структурной схемы

типы встречаются редко, обычны комбинации их друг с другом. Все практическое использование разработанной Е. Н. Пермяковым методики базируется на особенностях ориентировки диагональной трещиноватости, отраженных в следующем эмпирическом правиле: «Диагональ параллелограмма, построенного на диагональных лучах участковых или сводных диаграмм трещин, направлена по линии простирания. На основании этого эмпирического правила возможен количественный анализ большинства платформенных антиклинальных структур, наиболее интересных с точки зрения их возможной нефтегазоносности».

Округлая или вытянутая эллиптическая форма типична для платформенных структур. Параллелограмм, построенный на главных диагональных лучах диаграммы трещиноватости, имеет одну диагональ, совпадающую с азимутом простирания главной оси структуры. Две линии, параллельные оси и соединяющие попарно концы диагональных лучей, превращают такой параллелограмм в шестиугольник, тесно охватывающий весь эллиптический контур брахиантиклиналя (рис. VI-37). Все необходимые для воссоздания формы структуры характеристики такого шестиугольника могут быть вычислены путем элементарных тригонометрических расчетов, исходя из данных диаграмм трещиноватости — относительной длины главных лучей в процентах и угла между ними. Для перевода получаемых относительных величин в абсолютные необходимо иметь представление о приблизительной величине структуры в натуре, вероятном простирании

ее и положении ее центра. Такие самые общие сведения обычно имеются в распоряжении исследователя по данным обзорных, мелкомасштабных карт, а при известных условиях и они не обязательны, если имеется значительное количество частных, участковых диаграмм и данные о густоте трещин по главным направлениям.

В результате расчетов могут быть получены следующие данные, характеризующие складчатую тектоническую структуру: 1) точное простирание — азимут главной оси; 2) форма структуры; 3) главные размеры структуры в плане, в метрах; 4) амплитуда поднятия в метрах относительно периферической, огибающей изогипсы; 5) средние углы наклона слоев на крыльях и периклиналях.

Важно отметить, что эти достаточно точные данные получаются в весьма сжатые сроки (несколько недель) при минимальных затратах, которые необходимы для компасных замеров трещиноватости с обычной глазомерной привязкой наблюдений на топографической карте и при отсутствии специальных наблюдений над маркирующими горизонтами, обнажения которых могут отсутствовать совсем.

### Трещинная тектоника Мизурского гранитного массива в складчатой области

Изучение трещин этого массива представляло интерес в связи с выяснением механизма деформации гранитов, составляющих массив. Граниты являются древними, палеозойскими или даже допалеозойскими. В мезозое на выравненной поверхности гранитов отложились юрские базальные конгломераты, эффузивы, нормальные осадочные породы. В складку, поверхность древних гранитов, составляющих вместе с другими древними породами фундамент геосинклинальных толщ Северного Кавказа, подвергалась конформному изгибанию со складками мезокайнозоя. Наклоны первоначально почти горизонтальной поверхности выравнивания обычно составляют  $35-50^\circ$ , а в местах наиболее интенсивных деформаций наблюдаются даже опрокинутые залегания.

Трещиноватость массива чрезвычайно разнообразна. Это вполне объяснимо, если учесть древний возраст гранитов и большое количество наложившихся на них разновременных тектонических деформаций. Все же, как можно видеть на многочисленных частных диаграммах трещиноватости (рис. VI-38), наряду с местными системами трещин, свойственными только некоторым участкам гранитного массива, а также наряду с трещинами, сопровождающими крупные разрывные нарушения, достаточно отчетливо выделяется характерный максимум, образуемый системой трещин, распространенных более или менее повсеместно. Этот максимум принадлежит крутопадающим, прямолинейным, притертым трещинам, обычно не заполненным никакими новообразованиями, которые располагаются примерно параллельно осевым плоскостям больших складок юрских пород, перекрывающих кристаллический фундамент. На сводной диаграмме, в которой объединены все замеры, положенные в основу частных диаграмм, наиболее отчетливый максимум (I) имеет средний азимут падения  $195^\circ$  и угол падения  $55^\circ$ . Примерно так же располагается плоскость опрокинутой на север антиклинальной складки, ядром которой является Мизурский массив.

Из этих данных можно сделать вывод, что массив древних гранитов участвовал в формировании альпийской складчатости путем дифференциального движения вдоль системы параллельных плоскостей скалывания (плоскостей ламинарного скольжения). Граниты образовали настоящие складки скалывания (рис. VI-39), которые составили основание для складок геосинклинального типа юрских и вышележащих более молодых пород. Таким образом, изучение трещинной тектоники в данном случае позволяет сделать вывод, что нет генетических различий между определенными типами складок изгиба и складок скалывания

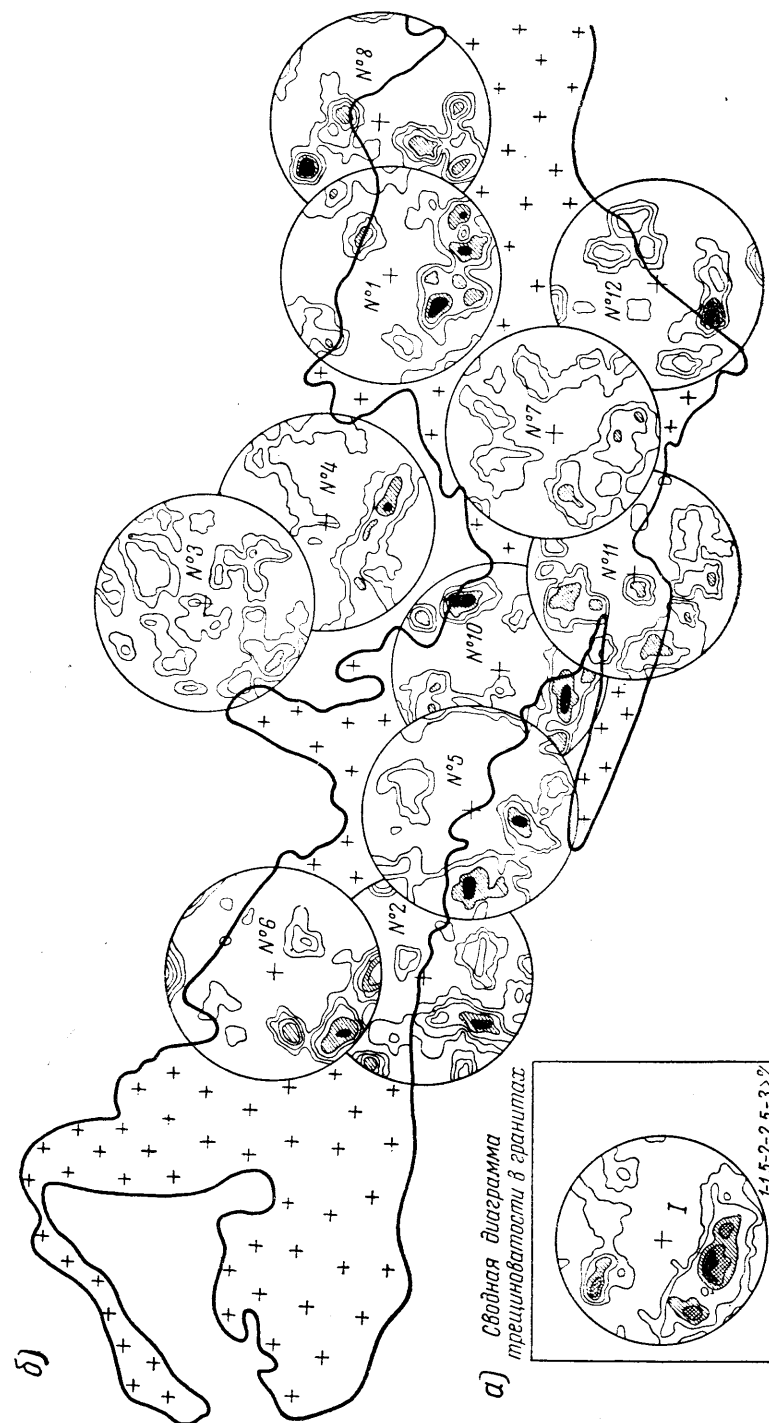


Рис. VI-38. Трещиноватость в Мизурском гранитном массиве

а) общая, сводная диаграмма трещиноватости во всем массиве; б) частные диаграммы трещиноватости, характеризующие отдельные участки массива



и неверны представления о том, что породы, участвующие в складкообразовании, обязательно должны быть слоистыми. Все эти факты и вытекающие из них выводы подтверждают, что типичная геосинклинальная складчатость осуществляется путем дифференциального движения вещества по направлению вверх, с растеканием в стороны (опрокидывание

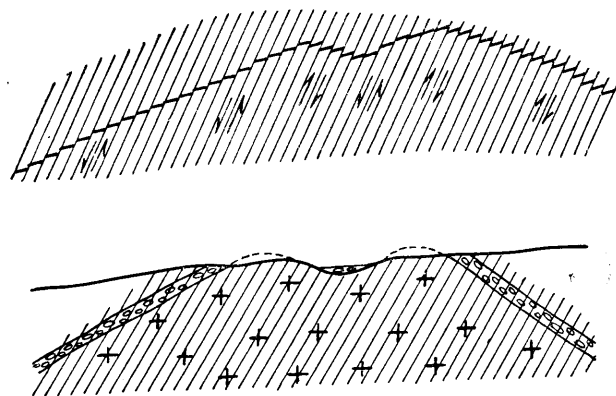


Рис. VI-39. Схема развития трещиноватости при образовании складок скалывания



Рис. VI-40. Диаграмма трещиноватости в гранитах Кассарского массива

складок) только на определенном этапе значительного поднятия. Мизурская складка принадлежит к группе северных, периферических складок, поэтому ее осевая плоскость и соответствующая трещиноватость в гранитах опрокинута к северу. В группе складок, составляющих центральную часть Кавказского антиклинория, трещины того же типа почти вертикальны, что можно видеть на диаграмме трещиноватости Кассарского гранитного массива (рис. VI-40). Здесь движение вверх при складкообразовании наблюдается в чистом виде.

## ГЛАВА СЕДЬМАЯ

### РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения представляют трещины, поверхности скольжения, зоны смятия или разлома, с большими или меньшими перемещениями по ним. Своими сравнительно большими размерами и существенной амплитудой смещения (вдоль плоскости разрыва или в перпендикулярном к нему направлении) разрывные нарушения отличаются от безамплитудных (или микроамплитудных) трещин в горных породах, которые тоже в конечном итоге являются разрывами и были рассмотрены в предыдущей главе<sup>1</sup>.

Аналогично складчатым структурам, кливажу и рассланцеванию, большая часть разрывных нарушений представляет характерный результат орогенических тектонических движений.

Однако значительная часть важных разрывных нарушений не связана с орогеническими движениями. Нарушения этого типа образуются или, по крайней мере, окончательно формируются в связи с растяжением земной коры, в определенных тектонических условиях. Это, во-первых, многие разрывы типа сбросов и сдвигов. Во-вторых, сюда же относятся большие протягивающиеся на километры и десятки километров, разрывы без существенных перемещений вдоль стенок, но со значительным развертыванием трещин в перпендикулярном направлении, заполненные, как правило, дайками магматических пород.

Разрывы, не связанные с орогеническими движениями, распространены как в складчатых поясах, так и особенно на платформах, где они образуют громадные, сложные системы трещин, сбросов и сдвигов.

С разрывами орогенического происхождения, равно как и с разрывами, образующимися в условиях растяжения, часто связаны внедрения магм в верхние части земной коры. Характерный состав магматических продуктов и форма образующихся тел существенно различны в первом и во втором случае. Об этом см. в следующей, VIII главе.

<sup>1</sup> В старой геологической литературе разрывные нарушения и трещины именовались дизъюнктивами. Пользоваться этим термином нет необходимости.

Таким образом, причины образования разрывных нарушений, равно как и сопровождающей разрывы магматической деятельности разнообразны, и для изучения их также необходима генетическая классификация, как и для ранее рассмотренных складчатых и трещинных структур.

## ГЛАВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

**Сбросы.** Сброс — нейтральный термин, характеризующий разрывное нарушение с относительно крутым или вертикальным падением и с существенным перемещением в плоскости разрыва. Это определение не подразумевает способа образования разрывного нарушения и не зависит от направления относительного перемещения висячего и лежащего бока. В нейтральности заключается большое удобство термина «сброс», потому что очень часто в начальные стадии изучения бывает трудно определить, к какому генетическому типу нарушение относится.

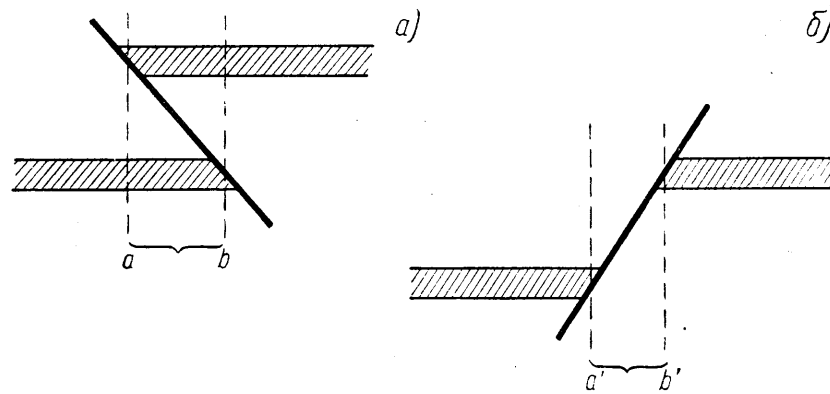


Рис. VII-1. Разрывные нарушения

а) взброс —  $a-b$  размеры сокращения земной коры при взбросе; б) нормальный сброс —  $a'b'$  размеры расширения земной коры при нормальном сбросе

Все сбросы по морфологическому и, как будет показано дальше, в значительной мере по генетическому признаку, подразделяются на три большие группы:

а) **взбросы** — разрывные нарушения, приводящие к сокращению (в плане) поверхности прилегающего к нарушению участка земной коры. Для взброса характерно относительное приподнимание висячего бока или соответственно опускание лежащего бока. Как можно видеть на схеме (рис. VII-1а), сокращение, вызываемое движением по взбросу, измеряется отрезком  $ab$  и зависит от амплитуды перемещения по взбросу и от угла наклона его поверхности к горизонту;

б) **нормальные сбросы** — разрывные нарушения, приводящие к увеличению (в плане) поверхности прилегающего к нарушению участка земной коры. Для нормального сброса характерно относительное опускание висячего бока или соответствующее поднятие лежащего бока. Происходящее при этом разверзание (зияние) будет измеряться отрезком  $a'b'$  (рис. VII-1б);

в) **сдвиги** — разрывные нарушения с горизонтальным (или преобладающим горизонтальным) направлением перемещения одного или обоих блоков, составляющих бока нарушения.

Взбросы и нормальные сбросы во многих случаях характеризуются наличием горизонтальной составляющей перемещения и, таким образом, превращаются в взбросо-сдвиги и нормальные сбросо-сдвиги. Об этом важном обстоятельстве необходимо всегда помнить, анализируя происшедшие вдоль разрыва перемещения, потому что в чистом виде взбросы, нормальные сбросы и сдвиги встречаются не часто и недооценка вертикального или горизонтального элемента перемещения может привести к большим ошибкам. Номенклатура наименований, зависящая от направления перемещений нависающего блока по разрывному нарушению, представлена на рис. VII-2.

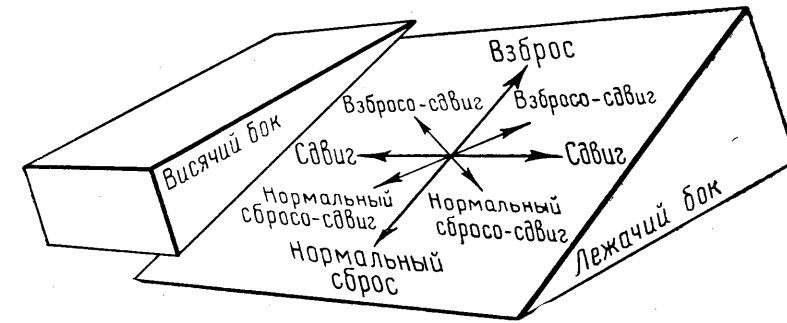


Рис. VII-2. Морфологическая классификация крутозалегающих разрывных нарушений

Стрелками показано относительное перемещение висячего бока разрывного нарушения

**Надвиги, поддвиги, наволоки, покровы, шарриажи** — разрывные нарушения с полого залегающей поверхностью разрыва под углами менее  $30^\circ$  к горизонту.

**Межформационные срывы** — нарушения, следующие поверхности наложения в осадочных породах или вообще крупным пологолежащим поверхностям раздела между разнообразными породами и комплексами пород.

**Трещины, вмещающие дайки** — разрывные нарушения, представляющие самостоятельный тип в тех случаях, когда вдоль трещины не происходило перемещений существенной амплитуды. Движение было ограничено разверзанием в направлении, перпендикулярном к стенкам трещины. Кроме таких трещин, дайки магматических пород могут заполнять также трещины взбросов, нормальных сбросов, сдвигов, надвигов и межформационных срывов. Однако последние случаи встречаются значительно реже.

Среди всех этих многочисленных в структурно-морфологическом отношении разрывных нарушений необходимо различать две генетически совершенно различные группы разрывов — разрывные нарушения, образующиеся при тектонических движениях, вызванных сокращением больших частей земной коры, и разрывные нарушения, образующиеся при расширении и значительных частях земной коры.

## РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ СОКРАЩЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В эту группу входит огромное количество разрывных нарушений, имеющих самую различную морфологию. Всех их объединяет общее происхождение.

Совокупное рассмотрение разрывных нарушений, образованных при сокращении литосферы, оправдывается двумя обстоятельствами. Благодаря генетическому единству, между всеми разновидностями нарушений этой группы имеются переходы. С другой стороны, разрывные нарушения рассматриваемого типа образуются в определенные исторические эпохи и в другие эпохи, скажем, относительного тектонического покоя или местного проявления расширения, формирование их прекращается или представляет редкое явление. Так как всякое геологическое изучение в значительной мере основывается на установлении исторической последовательности процессов, необходимо выделять комплексы сбросообразовательных явлений, свойственные разным эпохам.

### ВЗБРОСЫ И НАДВИГИ

Взбросы и надвиги естественно объединяются в одну группу, потому что между ними имеются все переходы. Нарушения, промежуточные между взбросами и надвигами и наклоненные под средними углами или изменяющие угол наклона, именуют взбросо-надвигами.

Еще не так давно, два-три десятка лет назад, в геологической литературе редко можно было встретить понятие о взбросах. Преобладающим

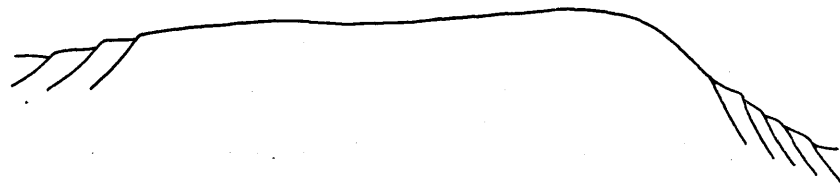


Рис. VII-3. Вертикальное поднятие Сьерры - Невады, сопровождающееся нормальными сбросами (по Р. и Б. Уиллисам)

было мнение о том, что в горных странах большинство нарушений представляет нормальные сбросы. В соответствии с этим считалось, что многие горные возвышенности представляют горсты, т. е. глыбы, ограниченные с двух сторон нормальными сбросами, по которым прилегающие глыбы опущены. Такое представление хорошо отражает разрез через хребет Сьерру-Неваду, помещенный в структурной геологии Б. и Р. Уиллисов (рис. VII-3).

Очень большой фактический материал, накопленный советскими геологами по Тянь-Шаню, Центрально-Казахстанской складчатой стране, Алтаю, Салаиру и т. д., позволяет утверждать, что схема, приведенная у Уиллисов, не является характерной, а напротив, отвечает сравнительно редким случаям формирования гор.

Большинство горных возвышенностей и хребтов отделяется от прилегающих равнин или депрессий взбросами и надвигами, а отнюдь не разрывами типа нормальных сбросов. Характерное тектоническое явление, наблюдаемое почти всюду в горах Тянь-Шаня, заключается в том, что древние палеозойские породы надвигаются вдоль более или менее крутых поверхностей разрывов на молодые мезо-кайнозойские породы, покрывающие предгорные равнины или межгорные депрессии. При этом в зонах, прилегающих к надвигам, мезо-кайнозойские породы, обычно залегающие полого и мало нарушенно, сминаются в складки и опрокидываются в сторону от палеозойских массивов.

Важно отметить, что в поперечном сечении через хребет (или систему хребтов, если часть цепей внутри поднятия имеет эрозийное происхождение) взбросо-надвиги обычно располагаются веерообразно (рис. VII-4). Из этого можно вывести заключение, что образование разрывов и движение по надвигам вызываются общим сжатием земной коры, в направлении, перпендикулярном к простиранию хребтов, которое обычно совпадает с генеральным направлением осей складок.



Рис. VII-4. Система веерообразных взбросов. Западный Тянь-Шань

Практическое значение распознавания взбросо-надвигов и нормальных сбросов очень велико, особенно в районах, где развиты месторождения полезных ископаемых. Для того чтобы иллюстрировать это положение, приведем пример из практики разведки одного рудного месторождения. Буровая скважина, заданная под древние выработки с целью подсечения рудного тела, в скором времени вышла из палеозойских пород,

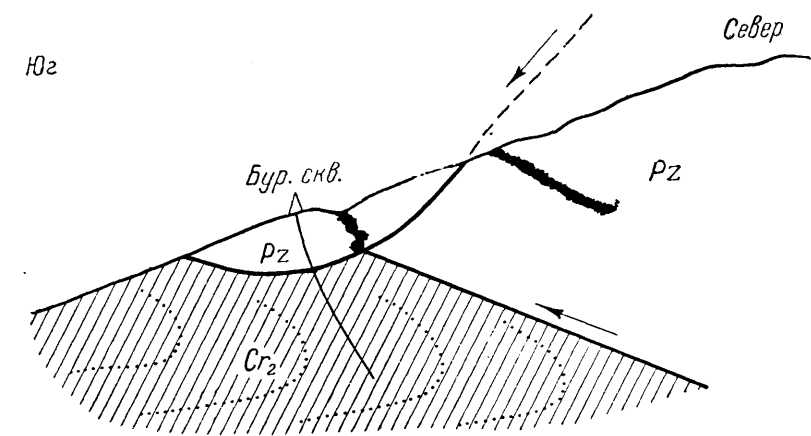


Рис. VII-5. Рудное месторождение в зоне взбросо-надвига

Фронтальная глыба надвигавшегося палеозойского массива опущена по поверхности гравитационного нормального сброса (оползня). Палеозойский массив лежит на опрокинутых слоях верхнемелового возраста

вмещающих месторождение, и вошла в красные глины верхнемелового возраста (рис. VII-5), среди которых оруденение в описываемой области никогда не встречается, так как глины моложе оруденения. Неудача разведочных работ была вызвана тем, что геологи, производившие разведки месторождения, расположенного на передовом склоне горной гряды, граничащей с предгорной равниной, не предвидели, что гряда могла быть отделена от равнины нарушением, наклоненным под коренные породы горного массива. В те годы представление о чрезвычайно широком распространении взбросо-надвигов еще не было общепризнанным в геологической науке. Между тем, как видно из схемы (рис. VII-5), блок палеозойских пород, вмещающий рудное тело, оказался не только надвинутым

на мезо-кайнозойские отложения, вдоль крупного взбросо-надвига, но и сполз под действием силы тяжести вниз, что еще больше усложнило тектоническое строение участка (Королев, 1929 а, б).

Необходимо иметь в виду, что второстепенные, маскирующие гравитационные сбросы (т. е. оползни, вызванные отсутствием опоры при поднятии больших массивов по взбросам и надвигам) весьма характерны для передовых частей больших взбросов. Эти нормальные сбросы легко принять за главный тип тектонических нарушений и не распознать таким образом первоначальной причины образования нормальных сбросов — поднятй по взбросам. Видимо, это обстоятельство неоднократно приводило к неправильным представлениям о широком развитии нормальных сбросов, ограничивающих горные поднятия от предгорных равнин.

Выше было указано, что взбросы и надвиги образуются в условиях сжатия земной коры, т. е. в таких же условиях, в каких образуется складчатость. Отсюда следует важный вывод о тесной генетической связи складчатости со взбросами и надвигами, который в полной мере рассматривается только в геотектонике. Там показывается, что образование взбросов и надвигов представляет всего лишь иное механическое выражение складкообразующих дислокаций, в условиях, когда консолидированные породы в силу предшествующего смятия в складки и метаморфизма уже не способны к дальнейшему образованию складок малого радиуса. Складкообразующие тектонические силы, пока они не достигли наивысшей интенсивности, вызывают образование сводовых поднятий большого радиуса, взбросов и надвигов в консолидированных породах, тогда как в неконсолидированных породах эти же силы приводят к образованию складчатости геосинклиналиного типа.

Взбросы и надвиги по их взаимоотношениям со складчатостью при геологической съемке должны отчетливо подразделяться на две группы.

1. Взбросы и надвиги, заключающие этап складкообразования, но в общем одновременные со складчатостью. Они образуются в процессе формирования складчатых структур геосинклиналиного типа в тот момент, когда пластическая деформация достигает некой критической точки, за которой следует разрыв. Такие взбросы и надвиги, хотя они и принадлежат по времени к одному и тому же этапу складчатости, формируются не только относительно позднее главного смятия пород в складки, но и позднее кливажа, поражавшего складчатость (Богданов, 1947 а). Это лишний раз подтверждает правильность представлений о том, что кливаж течения также является деформацией, непосредственно вытекающей из складкообразования. Только после развития кливажа пластичность пород, наконец, настолько уменьшается, что дальнейшая деформация осуществляется путем разрывов (надвигов и взбросов).

Взбросы и надвиги первой группы, непосредственно возникающие из складчатости, морфологически очень тесно связаны со складками. Преобладающий наклон осевых поверхностей надвигов направлен в ту же сторону, в какую направлен наклон осевых поверхностей складок. Это только общая закономерность, которая может нарушаться в частных случаях, что приводит иногда даже к подсеканию надвигами отдельных складок.

Часть надвигов, непосредственно сопровождающих складчатость, подвергается искривлению по сводам складок, что хорошо можно наблюдать в Кузбассе (Румянцев, 1928; Усов 1933, 1940 б, в).

2. Взбросы и надвиги, образующиеся значительно позднее, в другой тектонический этап, когда породы, давно уже претерпевшие складчатость и оказывающие высокое сопро-

тивление продолжению складкообразования геосинклиналиного типа, разламываются не только по старым, но и по совсем новым направлениям. Эти новые направления либо косвенно связаны с генеральным простираем складчатых структур, либо даже идут под значительным углом к направлению более древнего строения области. Таковы многочисленные позднегерцинские и альпийские разрывы в палеозойских глыбах Тянь-Шаня.

Несмотря на то что ранние (непосредственно следующие за складчатостью) и поздние сбросы и надвиги генетически весьма похожи, разделение их на две группы необходимо в связи с тем, что каждая группа занимает определенное, вполне характерное место в истории развития тектонической структуры каждого участка земной коры.

Различить обе разновозрастные группы можно только по совокупности признаков, отбрасывая многочисленные частные отклонения и противоречия, неизбежные в связи с тем, что и ранние и поздние нарушения возникают после складкообразования.

Обычно план расположения и наклон (падение) поверхностей надвигов ранней группы находятся в тесной взаимосвязи со складчатыми сооружениями. В местах воздымания складчатых структур амплитуда нарушений (взбросов, надвигов) резко увеличивается, на участках погружения нарушения затухают и даже полностью исчезают. В плане наблюдается значительный параллелизм между простираем осей складок и простираем нарушений. Наклон поверхностей надвигов и взбросов в большинстве случаев (хотя отнюдь не всегда) направлен в сторону наклона осевых плоскостей складок.

Поздние взбросы и надвиги, не связанные со складкообразованием, отличаются значительной независимостью формы и залегания относительно складчатых структур. Эти нарушения пересекают складки в самых разнообразных местах (рис. VII-6). Их наклон мало зависит от наклона осевых плоскостей древних складчатых образований. Иногда простираем поздних нарушений ориентируется под значительным углом к генеральному простираю складок, хотя в целом оно может быть грубо параллельно последнему. В этой параллельности проявляется обычная в природе унаследованность тектонических явлений.

Конечно, только одних структурно-морфологических признаков для различия взбросов и надвигов ранних и поздних этапов обычно недостаточно. Важнейшее значение имеют также их взаимоотношения с более молодыми породами, заполнение магматическими породами определенного возраста и минерализация. Привлекая весь комплекс этих данных,

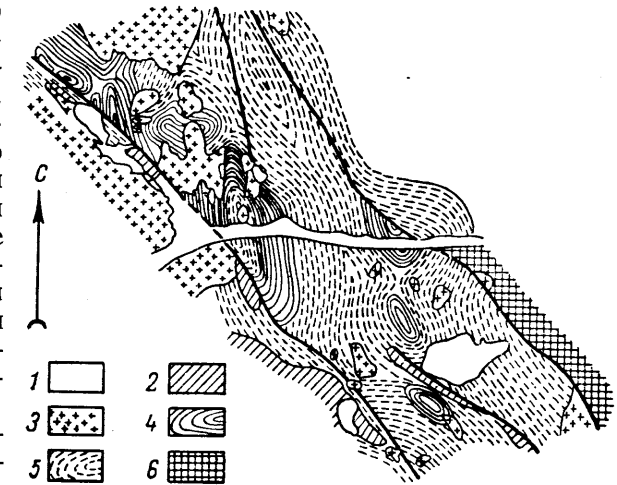


Рис. VII-6. Структурно-геологическая схема части юго-западного Алтая (по В. П. Нехорошеву)

1 — четвертичные отложения; 2 — кристаллические сланцы в зонах динамометаморфизованных пород; 3 — граниты; 4 — карбон; 5 — девон; 6 — метаморфические породы нижнего палеозоя. Черными линиями показаны большие разрывные нарушения, окончательно сформировавшиеся позднее складчатости

можно добиться выделения разновозрастных групп разрывных нарушений при геологическом картировании, что представляет большой теоретический и практический интерес.

### Морфологические разновидности взбросов и надвигов

**Надвиги в растянутых крыльях опрокинутых складок** представляют типичные нарушения, непосредственно связанные со складчатостью. Распространенность и значение их сильно преувеличивалось, но в некоторых районах они имеют существенное развитие (Кейс, 1907).

**Взбросы и надвиги в ядрах антиклинальных складок** также теснейшим образом связаны со складчатостью в областях, переходных между типичной геосинклинальной складчатостью и платформами и в зонах предгорных прогибов. Они описываются ниже, в разделе, характеризующем разрывы при дисгармоничной складчатости.

**Взбросы и надвиги, секущие крылья складок**, распространены наиболее широко и могут принадлежать как к первой группе разрывных

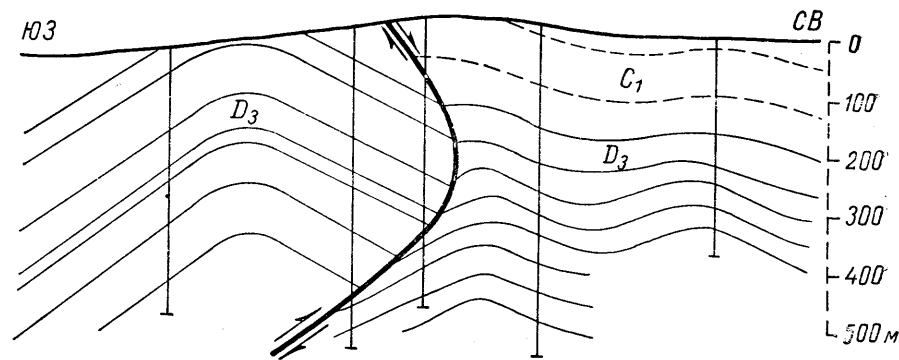


Рис. VII-7. Складчатый надвиг, разведанный глубокими буровыми скважинами

структур, ранних, одновременных или непосредственно следующих за складчатостью, тесно с нею связанных (Виллис Б., 1934 а, б), так и ко второй группе, поздних взбросов и надвигов.

**Складчатые надвиги** описаны в многочисленной литературе (Гейм, 1919, стр. 589, 590; Кейс, 1907; Мансфильд, 1929). Они распространены очень широко и объединяются переходными формами со складчатыми покровами и шарриажми. Большинство складчатых надвигов образовалось почти одновременно с главной фазой складчатости, в связи с чем продолжавшиеся складкообразующие движения смяли в складки поверхности разрывов.

Некоторые альпийские геологи (Люжон, Штейнман) считают, что многие шарриажи образовались до складкообразования в связи с гравитационным соскальзыванием масс осадочных пород по склонам поднятий, предшествовавших главной фазе геосинклинальной складчатости.

Одним из замечательных примеров складчатых взбросо-надвигов является нарушение в одной из герцинских складчатых областей Тянь-Шаня (рис. VII-7), документированное в связи с детальным геологическим изучением участка на глубину более 500 м. Как можно видеть на профиле, в верхней части разреза, до глубины около 300 м, взаимоотношения между лежащим боком разрыва, сложенным верхнедевонскими породами, и висячим боком, составленным породами карбона, таковы, что

на первый взгляд нарушение можно отнести к типу нормальных сбросов. Однако на больших глубинах поверхность нарушения изменяет направление падения на обратное. Эти данные вполне подтверждаются на поверхности. В нескольких сотнях метров по простиранию надвиг и на поверхности меняет свой наклон на обратный. Повидимому, одновременно с формированием нарушения происходила заключительная складчатая деформация всего участка и в том числе поверхности надвига, в связи с чем эта поверхность в определенных местах оказалась существенно изогнутой. Об этом же свидетельствует невозможность реконструкции складчатых структур путем мысленного совмещения разорванных надвигом блоков. Оказывается, что складки в разных блоках, разделенных поверхностью надвига, в описываемом районе имеют в значительной мере самостоятельные формы и многие из них совсем не существуют на соседних блоках, или имеют другую форму.

В литературе есть указания на существование складчатых надвигов, поверхность которых грубо параллельна поверхности напластования

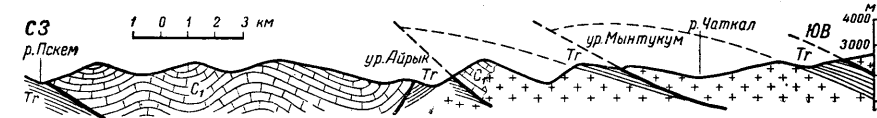


Рис. VII-8. Чешуйчатые надвиги в Чаткальских горах

осадочных толщ, в связи с чем в этих надвигах осуществляется наволакивание относительно более молодых пород на относительно более древние. При таких взаимоотношениях очень трудно установить самый факт надвигания, равно как и направление и амплитуду перемещения (Биллингс, 1936; Нолэн 1929). Местные образования такого типа известны в вышеописанных горах Каратау, где на очень ограниченных участках срывы между толщами верхне-девонского и каменноугольного возраста перерастают в небольшие межформационные надвиги (Ажгирей, 1947 б, стр. 45).

Переоценивать возможность образования таких межформационных надвигов не следует, потому что крупные пологие тектонические перемещения механически весьма трудно осуществимы, за исключением случаев гравитационного соскальзывания горных пород. Последние же очень быстро приобретают секущее положение по отношению к структурам лежащего и висящего бока и вызывают разнообразное соотношение между относительно более молодыми и более древними породами.

**Надвиги, пересекающие горизонтальнолежащие толщи** представляют редкое образование (Кейс, 1907) местного, локального типа по причинам трудной механической осуществимости подобных деформаций.

**Чешуйчатые взбросы и надвиги** представляют несколько поверхностей разрыва, наклоненных в одну сторону. В некоторых случаях амплитуды перемещения отдельных чешуй существенно больше или меньше сравнительно с перемещением соседних чешуй, что приводит к сложным взаимоотношениям соседних блоков, испытавших дифференциальные перемещения. Чешуйчатые надвиги часто встречаются как среди нарушений раннего, так и позднего возраста.

В среднем течении Чаткала серия последовательных чешуйчатых надвигов позднего типа (рис. VII-8) расчленяет допалеогеновую абразионную поверхность в древних гранитах, перекрытую палеогеновыми морскими отложениями. Образуется ступенчатая тектоническая структура, вызванная чешуйчатыми взбросами и надвигами. Раньше обычно всякое ступенчатое смещение приписывали действию нормальных сбросов.

сов. На рис. VII-9 показана эта возможность двойного толкования происхождения ступенчатых структур, приведенная в известной книге В. А. Обручева по геологии Сибири (1936, т. II, стр. 627).

**Эрозионные надвиги** представляют нарушения, у которых породы висячего бока залегают на эрозионной поверхности несколько более древней, чем надвиг. Известны эрозионные надвиги древних пород,

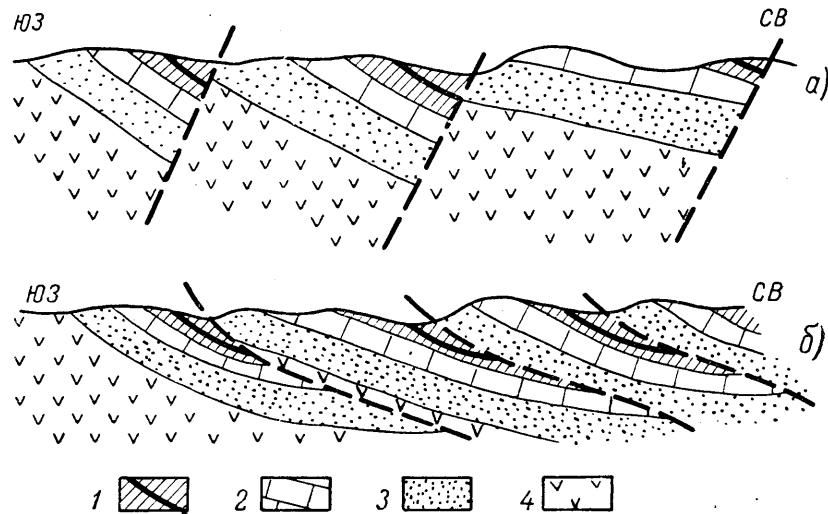


Рис. VII-9. Различное истолкование разрывной тектонической структуры с многократным повторением разреза (из книги В. А. Обручева)

а) по Полевому, б) по Иванову: 1 — нижний карбон угленосный; 2 — нижний карбон морской; 3 — верхний девон; 4 — порфиры и туфы

крывающих четвертичные поверхности равнин, непосредственно примыкающих к растущим горным сооружениям. Таковы эрозионные надвиги на северо-восточных склонах хребта Каратау в северо-западном Тянь-Шане (рис. VII-10).

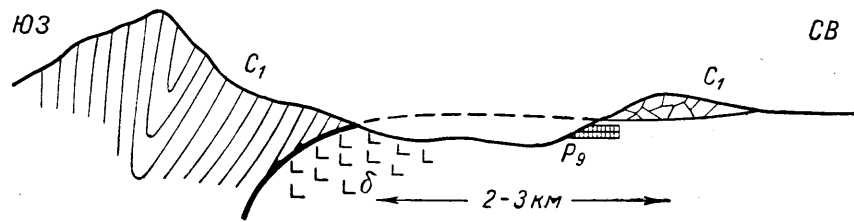


Рис. VII-10. Взбросо-надвиг, переходящий в эрозионный надвиг

Северо-восточные склоны гор Каратау в северо-западном Тянь-Шане. Брекчированные палеозойские известняки ( $C_1$ ) лежат на палеогене (Pg) Чуйской предгорной равнины;  $\delta$  — габбровый массив

В другом случае кембрийские породы, представленные доломитами и сланцами ( $K_3$ ), покоятся на плоской поверхности докембрийских гранито-гнейсов ( $G_n$ ), причем слои их падают круто, притыкаясь под большим углом к основанию (рис. VII-11). В разрезах, расположенных всего лишь в 2—5 км от описанного, эти же кембрийские породы подстилаются толщей кембрийских сланцев ( $K_2$ ) мощностью около 400 м, а сланцы в свою очередь подстилаются нижними кварцитами и доломитами мощностью 1200 м ( $K_1$ ). Эти данные служат основанием считать

поверхность контакта между кембрийской толщей ( $K_3$ ) и гранито-гнейсами эрозионным надвигом (Хеветт, 1928).

В вопрос о генезисе эрозионных надвигов А. Гайэсом и Б. и Р. Уиллисами (Уиллис, 1932, стр. 89) были внесены неправильные представления. Гайэс наблюдал в южных Аппалачах залегание кембрийских пород на эрозионной поверхности пород карбона. По его представлениям, эрозия удалила своды складок осадочной толщи и таким образом обнажила

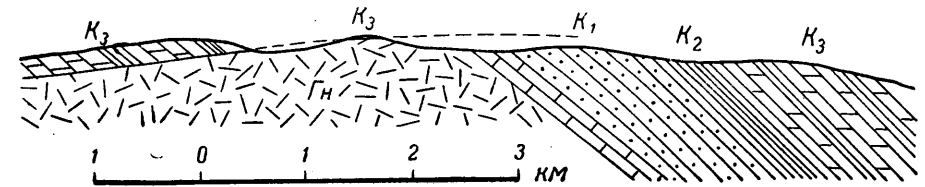


Рис. VII-11. Эрозионный надвиг кембрийских пород на древние гнейсы (по Д. Хеветту)

более жесткие пласты кембрия, которые, будучи освобождены от нагрузки вышележащих пород и не встречая сопротивления, продвинулись вперед по эрозионной равнине. Иными словами, движение пород, по Гайэсу, было вызвано различиями статической нагрузки в размытых ядрах антиклиналей и в заполненных породами синклиналиях. Такие представления мы находим у части исследователей нефтеносных складчатых образований Кавказа.

Объяснения образования эрозионных надвигов различиями в величине статических нагрузок в подавляющем большинстве случаев неудовлетворительны и не могут быть приняты. Представления Гайэса и Уиллисов также не подтвердились при изучении эрозионных надвигов в Скалистых горах (Биллингс, 1938).

Очевидно, эрозионные надвиги отличаются от обычных только тем, что висячий бок надвигающихся пород в верхней зоне надвига перемещается по эрозионной поверхности, существовавшей уже к моменту формирования надвига. В более же глубоких зонах эрозионный надвиг переходит в обычный взброс или надвиг и, таким образом, генетически не отличается от обычных взбросо-надвигов.

**Поддвиги** — нарушения, в которых активную роль играл блок лежащего бока, пододвигавшийся под блок висячего бока. Решение вопроса о том, какой из блоков был активным, т. е. является ли нарушение взбросо-надвигом или поддвигом очень трудно. Предложенные в геологической литературе критерии (Уиллис, 1932, стр. 106 и 277) мало надежны.

Более объективным критерием для выделения поддвигов и надвигов является расположение поддвигов по отношению к молодым, поднимающимся горным сооружениям. Синхронные горообразованию разрывы, размещающиеся в предгорьях и имеющие падение плоскостей направленное от гор, в сторону предгорной впадины, повидимому, почти всегда представляют поддвиги (рис. V-38 a). Образование поддвигов в таком случае связано с гравитационным скольжением покрова осадочных пород вниз, от поднятия в сторону депрессии.

## СДВИГИ

Сдвиги представляют нарушения с горизонтальным направлением смещения. Это чисто морфологический признак для выделения сдвигов.

Если при наблюдении в плане смещение по сдвигу происходит по часовой стрелке, т. е. слева направо в верхней части карты (независимо от того, как карта ориентирована) и справа налево в нижней части карты, сдвиг называется правым, тогда как сдвиг с перемещением против движения часовой стрелки будет левым сдвигом. По способу образования сдвиги могут быть подразделены по крайней мере на четыре типа: сдвиги, связанные со взбросо-надвигами, сдвиги по разломам глубокого заложения, сдвиги больших грабенов и сдвиги мелкого заложения, поперечные относительно складок.

**Сдвиги, связанные со взбросо-надвигами.** Повидимому, это наиболее распространенная категория сдвигов. Накапливается все больше данных о том, что очень многие взбросы и взбросо-надвиги имеют кроме вертикальной также горизонтальную составляющую движения, т. е. одновременно являются сдвигами. Так как взбросо-надвиги представляют нарушения, образующиеся в эпохи господства сжатия в земной коре и сопровождают или замещают складкообразование, для них характерно близкое совпадение простираний с главным простиранием складчатости. Для сдвигов первого типа, связанных со взбросо-надвигами характерна та же особенность.

В полном соответствии с этими выводами об условиях образования сдвигов первого типа находится обычный состав магматических интрузий, использующих сдвиги для внедрения в верхние области земной коры. Со сдвигами первого типа связаны внедрения обычных геосинклинальных, щелочно-земельных магм, в том числе кислых, гранитоидных. Ниже мы увидим, что со сдвигами, образующимися в условиях местного растяжения в земной коре, связаны интрузии совсем других магм, щелочного состава, а также внедрения и излияния платобазальтов.

Район с широко развитыми сдвигами первого типа расположен в Кураминских горах западного Тянь-Шаня (Наследов, 1935; Вольфсон, 1947; Евфименко, 1941). Обычные простирания сдвигов в Кураминских горах северо-восточные (рис. VII-12), секущие под острыми углами более древнюю складчатую структуру. Однако в целом генеральное простирание системы сдвигов довольно близко совпадает с общим простиранием складчатости.

Замечательным является постоянство направления смещений по сдвигам в описываемом районе. Обычно здесь северо-западные блоки перемещаются на юго-запад. Протяжение отдельных сдвигов составляет 100—200 км, амплитуды смещений различные. Для главного сдвига, проходящего от Ферганского хребта до северо-западной оконечности Каратау, предполагаются горизонтальные смещения в средней части структуры до 60 км, судя по относительному перемещению пород так называемых ферганских фаций (В. А. Николаев). Однако эту величину нельзя в настоящее время считать доказанной.

Несомненно установлены амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам, составляющим систему в Кураминских горах. Эти амплитуды достигают обычно нескольких километров. Например, по сравнительно небольшому сдвигу Бирюзового разлома горизонтальное смещение равно 3,5 км.

Не все сдвиги заполнены тектоническими продуктами. В главном Таласо-Ферганском сдвиге в районе Кок-ийрим-тау помещается плитообразное тело герцинских гранитов, имеющее мощность около 0,5—2 км (Огнев, 1937 а; Вайнерман, 1941). Бирюзовый разлом после прекращения больших движений по нему был заполнен мощной кварцевой жилой.

Между сдвигами, грубо параллельными складчатым сооружениям, встречаются сдвиги, которые только на отдельных участках параллельны

генеральному простиранию складчатости, в других же частях они секут складчатые структуры под углом или даже поперечно. Таков уже упомянутый Таласо-Ферганский сдвиг. Крайним выражением несогласных взаимоотношений со складчатостью являются поперечные сдвиги, которые известны в Альпах и герцинидах Средней Европы. Таков Юдикарийский разрыв — горизонтальный сдвиг, протягивающийся от озера

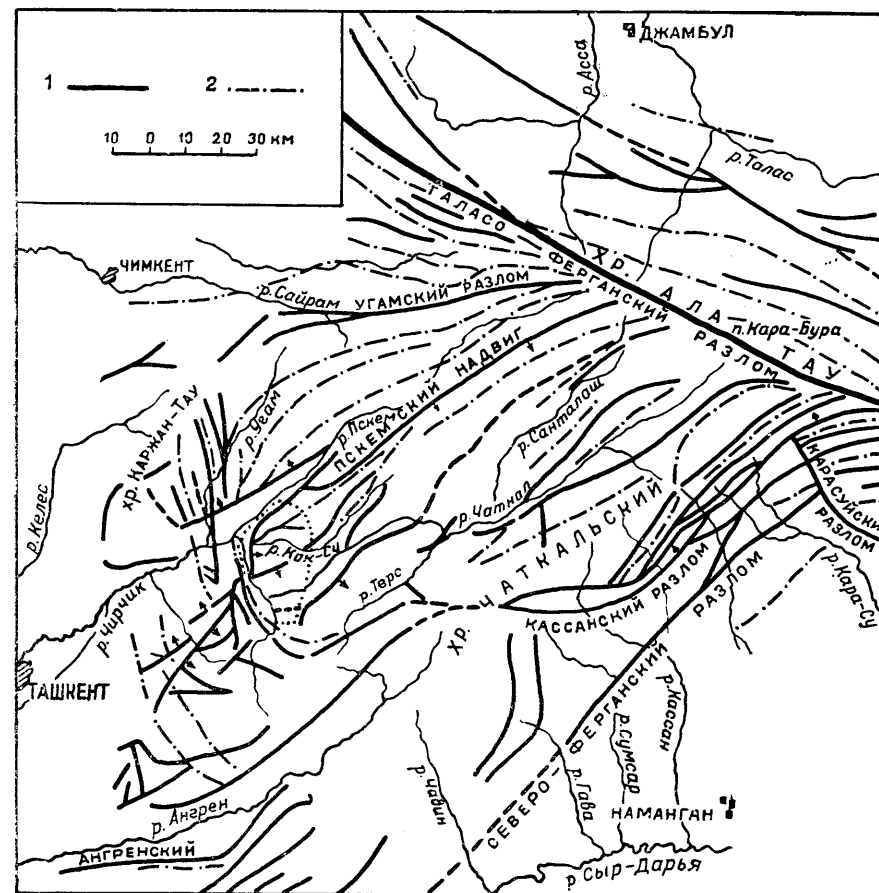


Рис. VII-12. Схема тектоники Чаткальского района в Тянь-Шане (по И. М. Евфименко)

1 — взбросо-сдвиги; 2 — оси складчатых сооружений

Гарда до Бриксена (Краус, 1936). По нему кристаллическое ядро восточного блока Альп перемещено далеко к северу. С разрывом связан позднеальпийский гранодиоритовый шток Адамелло. Сдвиги, поперечные дугам складчатых гор, проходят по юго-западной границе Тюрингенского и Баварского лесов до Дуная (так называемый Пфаль). Со сдвигами, параллельными складчатым сооружениям, эти сдвиги сближают многие важнейшие черты. Кроме того, между теми и другими наблюдаются взаимопереходы.

Те и другие сдвиги контролируют внедрение щелочно-земельных магм обычного геосинклинального типа. Те и другие сдвиги не участвуют в образовании грабенных, характерных, как мы увидим дальше, для сдвигов третьего типа. Те и другие сдвиги несут признаки формирования

в условиях тангенциального сжатия, в связи с чем часто сопровождаются расланцеванием пород, параллельным поверхности сдвига.

Непосредственные морфологические признаки горизонтальных перемещений по сдвигам могут быть проявлены различным образом.

Во-первых, иногда образуются трещины оперения типа отрыва или скальвания. Трещины оперения сопровождают сдвиги в Кураминских горах (Вольфсон, 1947, стр. 55). Как можно видеть на рис. VII-13, со сдвиговой зоной Бирюзового разлома связаны трещины оперения сколового типа, в частности, трещина, ограничивающая с севера известняки Окуртау. На рис. VII-14 а изображено рудное тело одного из месторождений, тектонически сопряженных с вышеописанными Кураминскими сдвигами (рис. VII-12). Вдоль главной рудоносной трещины в связи с опусканием висячего бока образовалась система трещин оперения типа отрыва [12]. Такая же система

оперенных трещин отрыва видна на рис. VII-14 б, но в этом случае направление движений по главной трещине противоположно тому, которое показано на рис. VII-14 а.

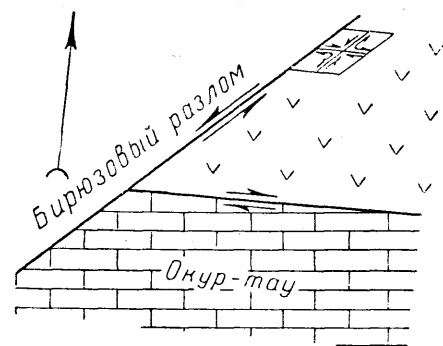


Рис. VII-13. Сдвиг в Кураминских горах (по Ф. И. Вольфсону). Видно образование трещин оперения типа скола

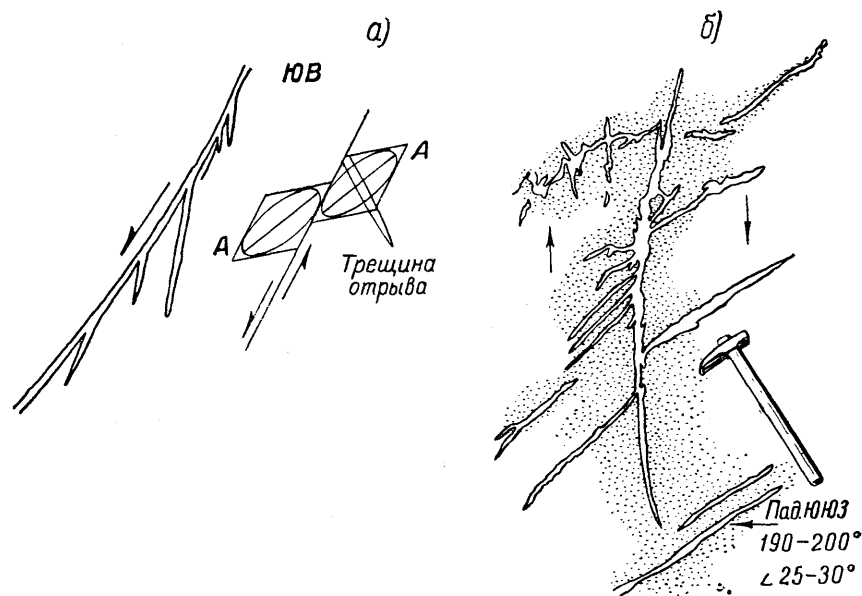


Рис. VII 14. Трещины оперения

а) трещины оперения в рудной зоне; б) трещины оперения, заполненные аплитом (по А. В. Хабакову, 1945 а)

В Солонешенском районе Горного Алтая группа месторождений приурочена к сдвиговой линии (Александров, 1947). Отдельные рудные тела составлены линзовидными изогнутыми короткими жилками, развивающимися вдоль зон сдвигов (рис. VII-15).

Вторым морфологическим выражением горизонтальных перемещений являются системы местных, приуроченных к зонам сдвигов складок, закономерная ориентировка которых указывает на непосредственную связь между обеими структурами. Например, вдоль сдвигов Инглеуд и Пуэнте Хилл в районе Лос-Анжелоса развиты брахиантиклинали, располагающиеся кулисообразно в одном и другом боку сдвига в непосредственной близости к нему. Простираение длинных осей складок направлено с запада-северо-запада на восток-юго-восток, что вполне отвечает ориентировке главных осей деформации, вызываемой горизонтальным сдвиговым перемещением по типу правого сдвига (рис. VII-16).

Глубоко погребенные сдвиги могут находиться в тех местах, где на поверхности наблюдаются складки или сбросы кулисообразно ориентированные и одновременно вытянутые вдоль узкого пояса (рис. VII-17). Такова также система Уайомингских кулисных складок (Уиллис, 1932, стр. 268). Этим же складкам свойственны поперечные нормальные сбросы, обычно наблюдаемые в складках диапирового происхождения. Поэтому возможно, что генезис складок сложный и связан не только со сдвиговым перемещением в глубоко погребенном фундаменте, но и одновременно с короблением этого фундамента, вызывающим выдавливание вверх пластичных пород.

Третьим морфологическим выражением горизонтальных перемещений являются остроугольные в плане и в профиле зигзагообразные контакты между толщами, соприкасающимися вдоль зоны сдвига (рис. VII-18), на что было обращено внимание В. В. Галицким (1940).

Наблюдения над структурными формами, указывающими на горизонтальное направление смещения вдоль сдвига, не доставляет, однако, данных для определения размеров горизонтального перемещения. Последняя задача решается путем геологической документации или картирования, при помощи которых устанавливаются одинаковые тела, слои или структурные формы в земной коре, находящиеся по одну и по другую сторону сдвига.

Однако по мере увеличения размеров смещения становится все труднее доказать первоначальное единство разорванных сдвигом тел, свит или геологических структур. Ниже описываются некоторые примеры предположительного определения амплитуды горизонтального смещения методом детального геологического картирования по сдвигам, относящимся к разломам глубокого заложения.

**Разломы глубокого заложения.** Вышеописанная первая группа сдвигов находится в тесном генетическом родстве с разломами наиболее



Рис. VII-15. Искривленные линзовидные трещины, образующиеся вдоль зоны сдвига



крупного масштаба, также имеющими сдвиговый характер, с более или менее значительным участием вертикальных перемещений.

Характерный разлом глубокого заложения представляет так называемая главная структурная линия Тянь-Шаня, установленная В. А. Николаевым и изученная им и другими геологами (Николаев, 1933, 1939; Огнев, 1939; Галицкий, 1940), являющаяся сдвигом, с перемещением юго-западного блока к северо-западу.

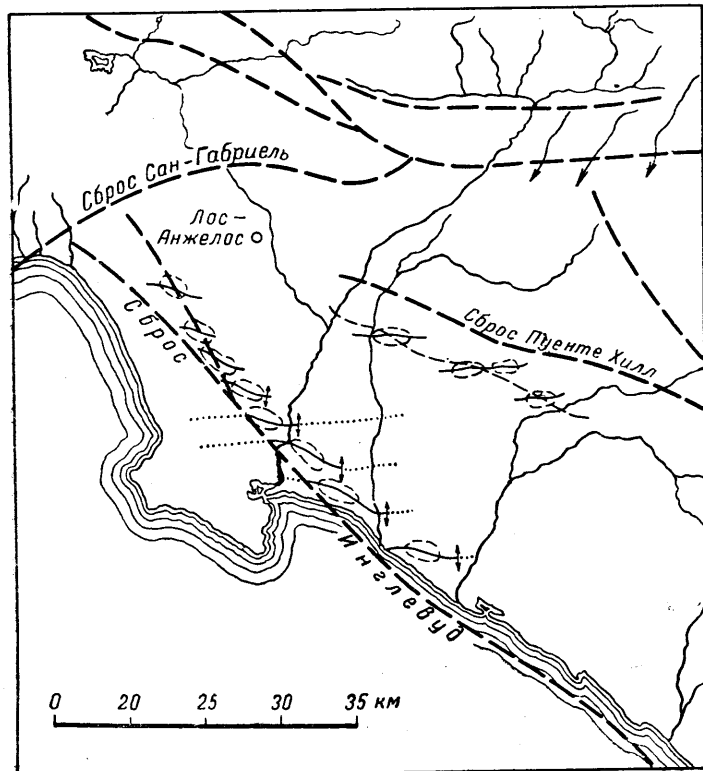


Рис. VII-16. Система кулисно расположенных складок вдоль сдвига Инглевуд

Сдвиг по главной структурной линии Тянь-Шаня использует разлом столь долговременно живущий, что историю тектонических движений по нему удастся проследить с самых низов палеозоя до наших дней (Николаев, 1933; Ажгирей, 1947 б).

Вдоль сдвига, с северо-восточной части хребта Каратау, установлены выходы гранитных штоков докембрийского возраста, перекрытых конгломератами, а выше кембрийскими известняками с археоциатами (гора Аксум). В центральной части хребта Каратау вдоль этого же разлома произошли внедрения каледонских основных интрузий, перекрываемых базальными слоями красноцветных девонских отложений.

Тут же и далее на юго-восток, в районах западного (Атайнак) и центрального Тянь-Шаня, вдоль главной структурной линии прослеживаются многочисленные, ориентированные по простиранию разлома интрузии кислых гранитоидных пород герцинского возраста.

В юрское время в хребте Каратау тот же разлом глубокого заложения был хорошо выражен в рельефе, ограничивая депрессию, где нака-

пливались мощные (до нескольких километров), частью грубообломочные угленосные отложения. Наконец, в верхнетретичное время главная структурная линия Тянь-Шаня на многих участках подверглась новому омоложению и отделила некоторые современные депрессии от альпийских горных сооружений.

Другой региональный разлом глубокого заложения был описан Е. А. Кузнецовым с сотрудниками (1926, 1933, 1940, 1948, 1950, 1953) под названием главного северо-западного сдвига и Кыштымского сдвига на Среднем Урале. Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигу, по Е. А. Кузнецову, может достигать 75—80 км. Не исключено, что и другие структурные линии глубочайшего заложения, выделяемые советскими геологами (Заварицкий, 1946; Обручев, 1948; Пейве, 1945 а; Романов, 1949 и другие), также обладают элементами сдвиговых движений.

Другим районом крупнейших сдвигов является Калифорния в Северной Америке. Целая система разрывов, простирающихся в северо-западном направлении, приурочена здесь к Береговым хребтам. Длина крупнейшего из сдвигов — Сан-Андреас (табл. XXIII) достигает 1000 км, причем на значительном протяжении этот сдвиг ограничивает

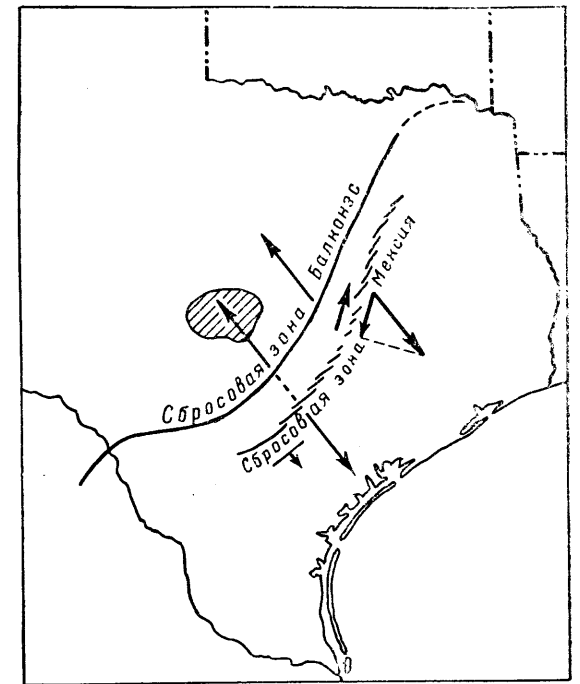


Рис. VII-17. Система кулисно расположенных сбросов и складок. Зона кулисных сбросов Мексика в Техасе

Сдвиг в складчатый комплекс не проходит, но существование его в фундаменте можно предполагать

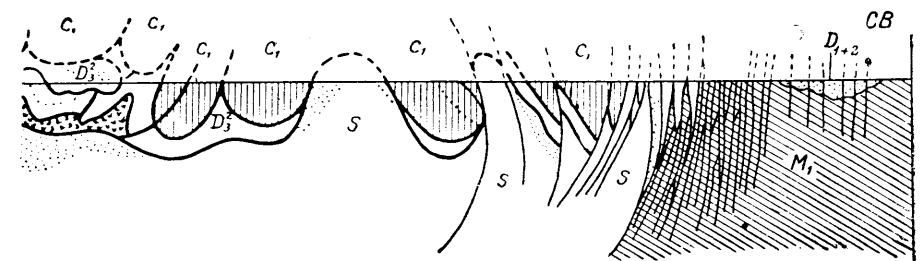
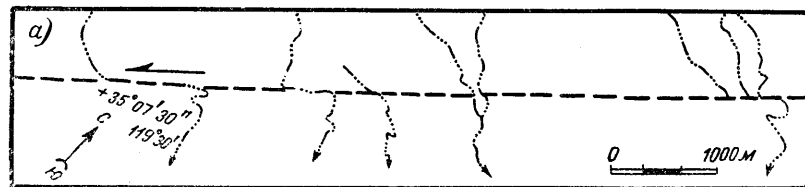


Рис. VII-18. Зигзагообразные контакты, указывающие на сдвиговый характер перемещения. Поперечный профиль. Зона сдвига проходит между силурийской и метаморфической свитами (по В. В. Галицкому)

хребет от внутренней калифорнийской долины. В данном случае имеет место полная аналогия с каратауским сдвигом. Калифорнийские сдвиги активны и в настоящее время. Катастрофическое землетрясение в Сан-

Франциско в 1906 г. сопровождалось движением по грандиозному, почти прямолинейному сбросо-сдвигу, протягивающемуся на 305 км и входящему в систему сдвига Сан-Андреас. Юго-западный блок сдвига переместился к северо-западу максимум на 7 м и приподнялся по вертикали на 1,3 м.

Сдвиг Инглелуд также обладает современной активностью. Кроме перемещений, связанных с землетрясениями, по калифорнийским сдвигам



6)

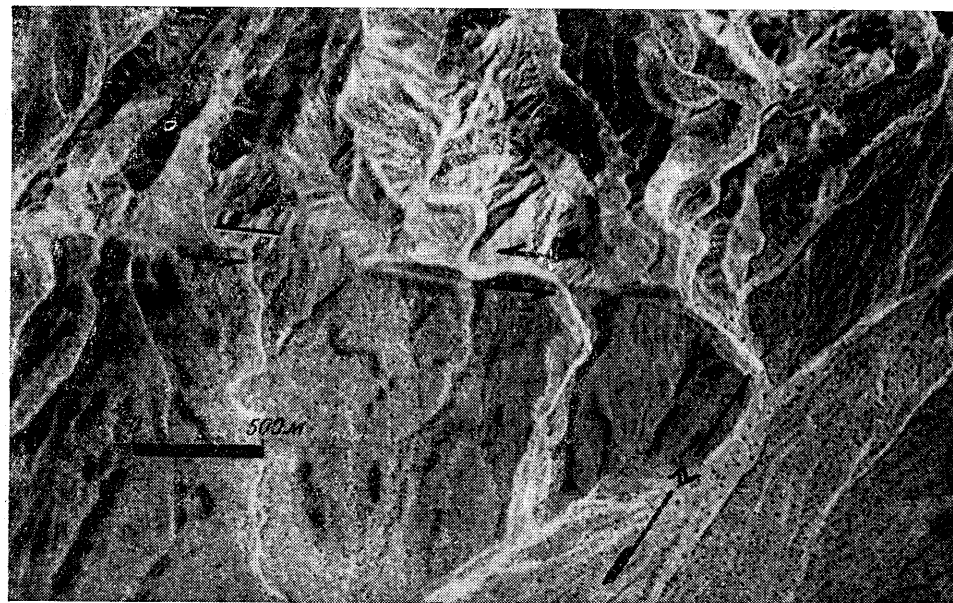


Рис. VII-19. Смещения русел современной гидрографической сети, пересекающей сдвиг Сан-Андреас и Гэрлок (по М. Хиллу и Т. Дайбли)

происходят смещения, не сопровождающиеся катастрофическими результатами, но в масштабах геологической меры времени чрезвычайно быстрые. Скорость плавных перемещений по некоторым калифорнийским сдвигам, по данным наблюдений над нефтепроводами, достигает от 5 до 50 см в год.

М. Л. Хилл и Т. В. Дайбли недавно (1953) предприняли попытку определить суммарную величину горизонтальных смещений по сдвигу Сан-Андреас в течение длительного геологического времени. В современную эпоху перемещения продолжают, о чем можно судить по постоянно наблюдаемым смещениям русел гидрографической сети (рис. VII-19). Эти смещения особенно отчетливы в горах Темблор, где они достигают 1000 м. Вэллейс указывает на смещения русел современных рек в север-

ной части гор Сан-Габриэль и Аллен на 2400 м. Направление смещений всюду одинаковое: северо-восточный блок перемещается к юго-востоку.

По плейстоценовым галечникам, содержащим гранит, гнейс и осадочные породы и несомненно происходящим с гор Сан-Эмигдио, можно судить, что по сдвигу за время, прошедшее после отложения галечников, произошло перемещение на 16 км. Это видно из того, что северо-западный конец галечников с кристаллическими породами находится примерно в 22,5 км северо-западнее кристаллических гор Сан-Эмигдио. Особенно убедительны эти данные в связи с тем, что плейстоценовые галечники с галькой кристаллических пород развиты только к юго-западу от сдвига. По другую сторону сдвига с ними контактируют тоже плейстоценовые галечники, в составе которых развиты почти исключительно белые кварцевые сланцы, которые, повидимому, снесены с гор Темблор. Обе фации находятся в прямом контакте вдоль сдвига на протяжении нескольких километров (рис. VII-20 а).

Данные о более древних смещениях вдоль сдвига менее надежны. На основании большого сходства нижнемиоценовых пород в горах Сан-Эмигдио и в горах Гэбилэн можно предполагать смещение с амплитудой около 280 км со времени нижнего миоцена. Такие же взаимоотношения между эоценовыми породами Темблор — Сан-Эмигдио, с одной стороны, и горами Санта-Круз, с другой стороны, дают некоторые основания предполагать смещения с эоценового времени в том же направлении на 360 км. Наконец, по смещению границ фаций в юрских породах возможные размеры горизонтального смещения по сдвигу Сан-Андреас с юрского времени достигают 560 км (рис. VII-20 б).

Характерна морфологическая особенность сдвигов описываемого типа — крутое, близкое к вертикальному залегание по крайней мере в верхних частях литосферы. Однако, если верно, что сдвиги непосредственно связаны с разломами глубокого заложения, то следует ожидать некоторого изменения их наклона на глубине, потому что разломы глубокого заложения, по данным наблюдений над сверхглубокими землетрясениями, в нижних своих частях имеют значительно менее крутой наклон, до 45° к горизонту.

Крупнейшие сдвиги захватывают земную кору на очень большие глубины. Этим объясняется, что к ним приурочиваются многочисленные и разновозрастные магматические внедрения и они являются рудоконтролирующими структурами наиболее крупного порядка. Движения по важнейшим из известных сдвигов имели не только горизонтальную, но и вертикальную составляющую, и происходили не беспорядочно, а с определенной направленностью в течение длительных отрезков времени.

Как теперь показано, по крайней мере некоторые из главных сдвигов функционировали во время геосинклинального периода развития областей, к которым они приурочены. В этот геосинклинальный период сдвиги в соответствии с преобладающими направлениями движений разделяли в течение длительного времени области с совершенно различными условиями осадконакопления, тектонической и магматической деятельности. Например, важнейшая линия Тянь-Шаня отделяет северный Тянь-Шань с осадками среднего палеозоя в эпиконтинентальных фациях от среднего Тянь-Шаня, где накапливались осадки геосинклинального типа. Другим примером резкого несоответствия стратиграфических колонок на разных тектонических глыбах являются Береговые цепи в Калифорнии (Бечер, 1933).

Характерным в таких случаях является полное или почти полное отсутствие переходных фаций между областями с различным режимом осадконакопления. Этот факт первоначально пытались объяснить

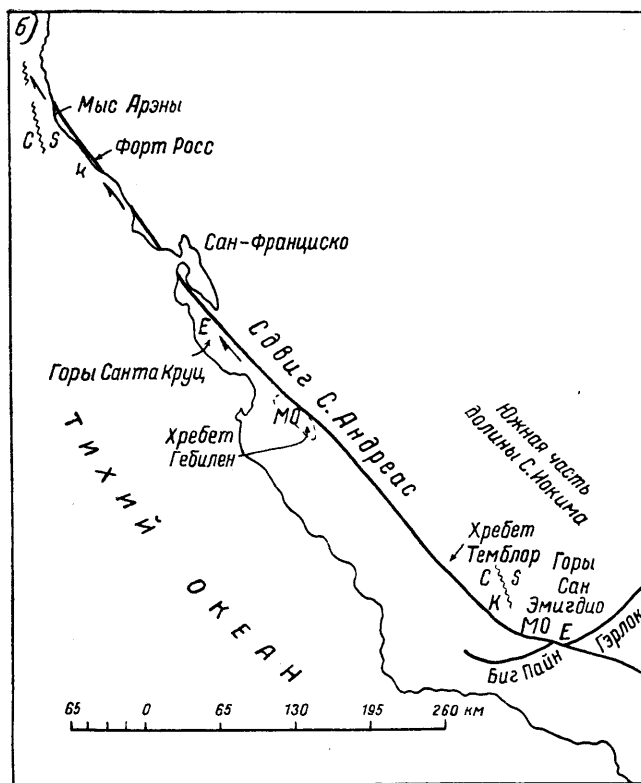
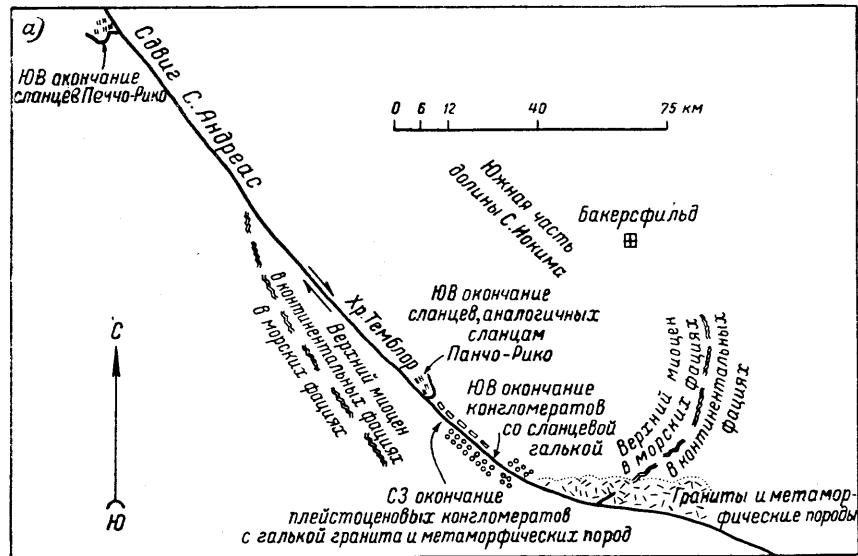


Рис. VII-20. Смещения по сдвигу Сан-Андреас (по М. Хиллу и Т. Дайбли)

а) распространение плейстоценовых и верхнемиоценовых пород вдоль сдвига; б) вероятные смещения по сдвигу с юрского времени; МО — нижнемиоценовые и олигоценые породы в одинаковых фашиях; Е — эоцен; К — мел. Породы фундамента в фашиях Береговых цепей (С) и в фашиях Сиерры (S)

большими надвиговыми перекрытиями и погребением переходных фаций под надвинутыми массами (Бубличенко, 1936; Николаев, 1939). Теперь же достаточно определенно установлено, что в таких случаях нет больших перекрытий и разрывы, ограничивающие районы с разным составом стратиграфических колонок, имеют крутое залегание. Около таких тектонических «порогов» резкая смена фаций существовала с начала их образования.

Поэтому важно при изучении осадочных отложений в районах, расчлененных крупными, долгое время жившими разрывными нарушениями, отдельно исследовать осадочные отложения на разных тектонических глыбах и раздельно составлять для них стратиграфические колонки. В нашей литературе это требование особенно четко обосновано М. М. Тетяевым (1934, 1941). Если этого не делать, можно совершенно затемнить действительную картину, смешивая данные по стратиграфии разных тектонических глыб.

Зоны смятия представляют одну из разновидностей разломов глубокого заложения. Зонами смятия мы будем называть такие структуры расланцевания пород регионального масштаба, которые не захватывают всего или значительной части складчатого пояса, а развиваются вдоль сравнительно узких, линейно вытянутых полос. Различие между расланцеванием типа кливажа течения, параллельного осевым поверхностям складок, и расланцеванием в зонах смятия не количественное, а принципиальное, потому что расланцевание в зонах смятия проявляет отчетливую независимость от смятия всего складчатого пояса и отражает движения вдоль некоторых зон разломов. Эта оговорка не исключает тесной связи расланцевания со складчатыми структурами внутри самой зоны смятия. Видимо, такие складчатые структуры имеют особый генезис и даже могут иметь, по крайней мере частью, другой возраст, не соответствующий возрасту складчатости всего района.

Одной из наиболее хорошо выраженных зон смятия на территории СССР является Иртышская на Алтае, протяжением 450 км в границах Советского Союза, уходящая за пределы границ еще на несколько сот километров.

Наряду с такими крупными структурными единицами имеются и значительно менее протяженные или менее отчетливо выраженные зоны смятия. Многие из таких зон составлены из серии кулиснорасполагающихся участков расланцевания, длиной по несколько десятков километров каждый, которые, однако, в целом образуют очень значительные пояса, например, так называемая зона Главного надвига Большого Кавказа, протягивающаяся на 800—900 км, северо-восточная зона смятия Алтая длиной около 400 км, ряд зон смятия в Центральном Казахстане и др.

Наконец, известны зоны смятия, прослеживаемые всего лишь на десятки километров. Эти структуры являются местными и им не свойственны многие особенности, которые рассматриваются ниже, при описании зон смятия первого порядка.

Ширина расланцевания пород Иртышской зоны смятия варьирует от 5 до 20 км (рис. VII-21). С северо-востока зона контактирует с девонскими и нижнекарбовыми отложениями юго-западного Алтая, представленными в нижней части эффузивными, пирокластическими и осадочными отложениями с преобладанием вулканогенных пород кислой и средней магмы, в средней части нормально-осадочными отложениями и в верхней части опять мощными пирокластами среднего и частью основного состава. С юго-запада зона смятия контактирует с однообразной нормально-осадочной толщей черных глинистых сланцев и тонких песчани-

кв девонского и каменноугольного возраста. Таким образом, очевиден древний возраст заложения зоны, которая на протяжении всего среднего палеозоя являлась границей распространения совершенно различных фаций пород.

Заключительный этап мощных тектонических движений в Иртышской зоне смятия произошел в верхнем палеозое, причем несколько позднее главной фазы складчатости, потому что во многих местах сланцы зоны смятия отсекают части больших складчатых структур. В то же время на других участках по простиранию зоны можно наблюдать постепенные переходы между нерассланцеванными эффузивно-пирокластическими и осадочными породами юго-западного Алтая и тектоническими сланцами зоны смятия, поэтому нельзя, по крайней мере всюду, отделять Иртышскую зону каким-либо региональным крупным разрывом от нормальных складчатых пород среднего палеозоя юго-западного Алтая.

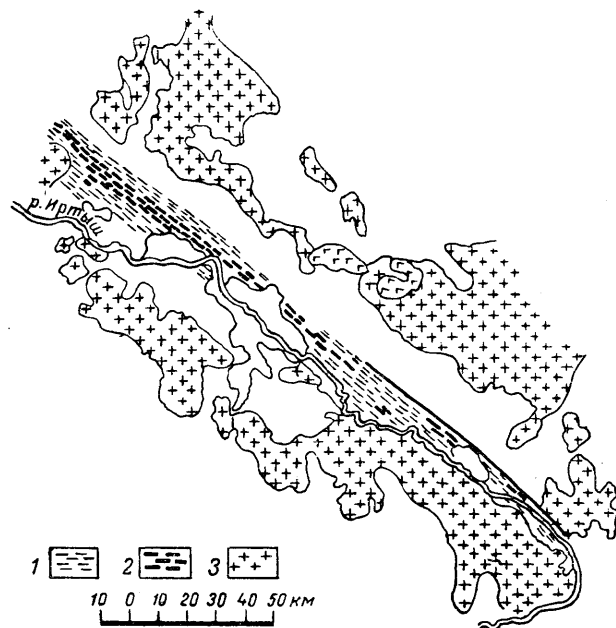


Рис. VII-21. Иртышская зона смятия (по В. П. Нехорошеву)

1 — рассланцеванные породы (зеленые метаморфические сланцы);  
2 — инъекционные гнейсы; 3 — граниты

Долговременная активная жизнь Иртышской зоны заставляет предполагать существование внутри зоны тектонических структур различного возраста, от нижнепалеозойских, а может быть, и более древних, до верхнепалеозойских, герцинских и более поздних. В. П. Нехорошевым установлены значительные четвертичные движения в Иртышской зоне смятия [13].

В распределении пород в Иртышской зоне наблюдается грубо выраженная полосатость (Иванкин и Ажгирей, 1952). В центральной части зоны проходит одна или несколько полос кристаллических пород шириной от 0,5 до 1,5—2 км, сложенных слюдяными, плагиоклазовыми и пироксеновыми гнейсами, разнообразными по составу кристаллическими сланцами с гранатом, кордиеритом, дистеном, скаполитом и турмалином. Гнейсы и сланцы либо слагают узкие полосы, зажатые между парал-

лельными инъекциями гранитов и гранито-гнейсов, либо образуют своеобразные ареалы в местах выклинивания интрузий по простиранию.

Симметрично, с одной и другой стороны полосы кристаллических сланцев, развиты значительно менее измененные породы — метаморфические сланцы. В северо-восточной полосе метаморфических сланцев наблюдается большое разнообразие пород, представленных: 1) рассланцеванными эффузивами и пирокластами кислых и средних лав (порфироидами); 2) серицито-хлорито-кварцевыми и серицито-хлорито-кварцево-карбонатными сланцами с эпидотом (зелеными метаморфическими сланцами, образованными за счет осадочного, туфитового материала); 3) известняками и доломитами; 4) рассланцеванными амфиболитами неизвестного происхождения (за счет основных интрузий или за счет эффузиев основного состава). В составе юго-западной метаморфической

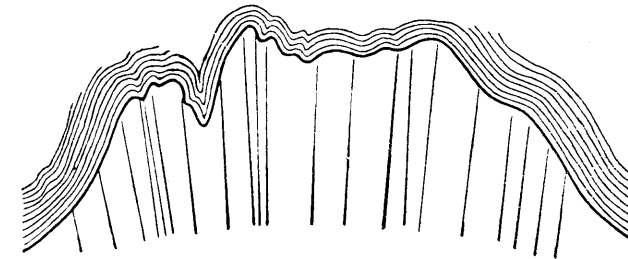


Рис. VII-22. Типичные формы складок в рассланцеванных породах зоны смятия

полосы преобладают зеленые метаморфические сланцы и встречаются рассланцеванные амфиболиты.

Внутренняя тектоническая структура Иртышской зоны смятия первоначально не привлекла должного внимания, так как она была замаскирована главным структурным элементом, определяющим строение зоны — крутым, почти вертикальным рассланцеванием пород. Однако детальное изучение вскрыло другие, не менее важные элементы тектонической структуры.

Во-первых, было установлено, что метаморфизованные породы в зоне смятия собраны в складки различной формы. Особенно хорошо были выявлены открытые складки с крыльями под средними углами наклона (30—60°) и с почти горизонтальным залеганием пород в широких, нарушенных гофрировкой замках антиклиналей (рис. VII-22). Не исключено, что будут обнаружены также сильно сжатые складки, подобные тем, какие мы знаем в других зонах смятия.

Во-вторых, П. Ф. Иванкиным в Иртышской зоне была установлена повсеместная линейная ориентировка минералов и агрегатов (например, в крупнокластических туфовых породах) в метаморфических сланцах, которая оказалась линейной ориентировкой *b*, параллельной осям складчатых структур (рис. VII-23 *a, б*)<sup>1</sup>. Наблюдения над положением линейной ориентировки при геологическом картировании дает возможность выявить ундуляцию осей складок (рис. VII-24). Оказалось, ундуляция осей складок непосредственно определяет склонение рудных тел многих месторождений, расположенных в пределах зоны смятия. Поэтому картирование линейной ориентировки на всей площади зоны представляет большой практический интерес.

<sup>1</sup> Однако по отношению к направлению движения вещества пород при деформации эта ориентировка, возможно, является линейной ориентировкой *a* [14].

В последнее время вытягивание длинных осей рудных тел вдоль линейной ориентировки было описано в нескольких рудных районах на разных континентах (Коллинз, 1950; Г. Фогт, 1952, стр. 240). Это указывает на закономерную связь, существующую между формой рудных залежей и строением рассланцеванных пород.

П. Ф. Иванкиным были установлены факты, свидетельствующие о сдвиговом характере по крайней мере части деформаций в Иртышской зоне смятия. Линзы карбонатных пород в зоне смятия растаскиваются

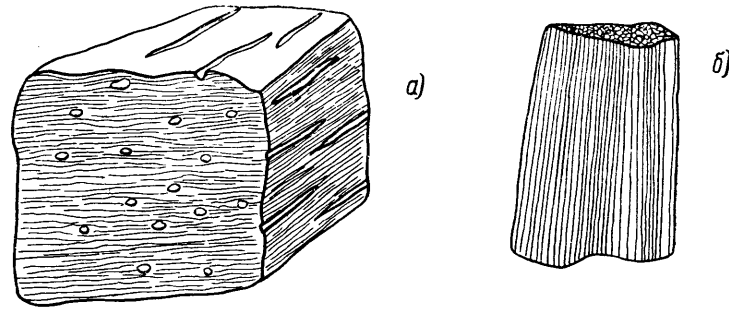


Рис. VII-23. Линейная ориентировка

а) горизонтальная (или полого падающая) линейная ориентировка кварцевых порфиробластов в порфиридах (рассланцеванных порфирах); б) круто падающая волонкнистость (карандашная структура), представляющая линейную ориентировку в Сажаевско-Путинцевской зоне смятия юго-западного Алтая

по плоскостям рассланцевания; направление растаскивания свидетельствует о перемещении северо-восточных частей к юго-востоку по типу правого сдвига.

Характерной чертой крутого рассланцевания, поражающего зону смятия, является ритмичное изменение интенсивности рассланцевания в поперечном сечении зоны. Однообразные по первому впечатлению сланцы,

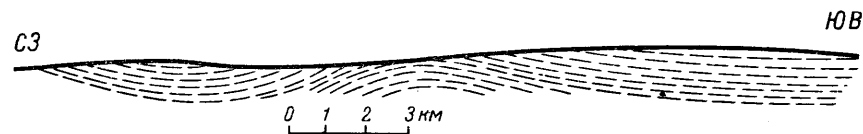


Рис. VII-24. Ундуляция пологозалегающей линейной ориентировки в продольном профиле по Иртышской зоне смятия (по П. Ф. Иванкину)

при ближайшем изучении оказываются весьма различно рассланцеванными. В поперечном сечении могут быть выделены узкие полосы с признаками резко повышенного рассланцевания и милонитизации пород, между которыми заключены породы менее метаморфизованные. Такие зоны повышенного рассланцевания, имеющие мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров, сложены листоватыми, иногда тонкополосчатыми тектонитами, среди которых практически отсутствуют реликты первичных пород. Внутренняя структура таких зон, плосколинзовая или тонкополосчатая, обусловлена перемежаемостью листоватых сланцев и метаморфогенных роговиков. Иногда подобная полсчатость может быть ошибочно принята за первичную слоистость.

За пределами зон повышенного рассланцевания степень динамометаморфизма быстро уменьшается, здесь могут быть встречены реликты первоначальных пород. Именно в таких участках следует искать также первичную слоистость.

В зависимости от геометрических взаимоотношений первичной слоистости и рассланцевания слои пород в одних случаях деформируются с образованием складок скальвания (рис. VII-22, нижняя часть), в других разлинзовываются; линзовидные фрагменты слоя вытягиваются и растаскиваются, образуя кулисную систему тел.

Таким образом, в одних случаях первичная слоистая текстура сохраняется, но слои искривляются в складки, а в других случаях породы разлинзовываются с полным нарушением и исчезновением первоначальной слоистой текстуры. При средней и плохой обнаженности построение геологических карт и разрезов в участках линзования пород представляет большую трудность. Обычная ошибка в таких местах, как указывает П. Ф. Иванкин, стремление вытягивать через закрытые участки и объединять отдельные линзы, которые в действительности разобщены. Наблюдается другая крайность — представление об отсутствии закономерностей в чередовании отдельных линз. В действительности, в ряде случаев удается установить (детальным картированием, изучением направлений и амплитуд смещений) главные закономерности разлинзования и направлять поиски новых линз, т. е. смещенных частей слоев.

Геологическая съемка и изучение зон смятия ведутся с учетом всех вышеуказанных особенностей их генезиса и внутреннего тектонического строения по следующим направлениям.

1. Изучение динамометаморфизованных и контактово-метаморфизованных пород зон смятия. Главная цель изучения — установление первоначальных пород, из которых образованы метаморфические и кристаллические сланцы зоны смятия. При исследованиях важно отделять динамометаморфизованные породы от пород контактово-метаморфизованных, однако достигнуть полного разделения обычно не удается. Зоны смятия, так же как и другие глубокие разломы земной коры, являются проводящими каналами для магм и высокотемпературных эманаций, поднимающихся со значительных глубин. В связи с этим геотермический градиент в зонах смятия и активность физико-химических процессов значительно выше, чем в окружающих частях земной коры, по крайней мере в эпохи повышенной тектонической активности. Поэтому провести границу между метаморфизмом пород, вызванным динамическими воздействиями (динамометаморфизм), и метаморфизмом пород, вызванным воздействием магматических тел (контактовый метаморфизм), трудно, а часто просто невозможно.

Итак, исследователю, пытающемуся выяснить характер первоначальных пород зоны смятия, все время приходится помнить о двух взаимно накладывающихся процессах: новообразовании минералов без привноса веществ извне и новообразовании минералов с существенным привносом веществ, за счет восходящих эманаций. Только учитывая оба эти фактора, можно успешно разрешать поставленную задачу, руководствуясь также, как очень важным признаком, реликтами первичных структур метаморфизованных пород.

В ряде случаев, как указывалось выше, зоны смятия не ограничены от прилегающих нормальных пород крупноамплитудными разрывами, а характеризуются постепенными переходами и, с другой стороны, в самих зонах смятия динамометаморфизм неравномерен, ритмически увеличиваясь и уменьшаясь в поперечном пересечении. Поэтому метод вскрытия контактов и последовательного петрографического изучения образцов нормальных пород, пород в переходных зонах и динамометаморфизованных пород дает важные указания относительно первичного состава метаморфизованных пород. Те же сравнительные методы должны широко применяться при выделении контактово-метаморфизованных пород.

2. В тесной связи с исследованиями петрографии и метаморфизма зон смятия находится изучение петрографии, морфологии и возраста магматических тел, залегающих в зоне смятия. Многие магматические образования в зонах смятия до неузнаваемости метаморфизованы, и разрешение вопроса об интрузивном или эффузивном их происхождении часто представляет трудную проблему. Только детальное изучение магматических тел иногда позволяет разрешать поставленные вопросы. Например, небольшие тела диорит-порфиритового состава среди филлитовых глинисто-песчаных сланцев северо-восточной зоны смятия на Алтае были отнесены к интрузивным образованиям в связи с постоянным присутствием тонкой каймы (сантиметры, редко десятки сантиметров) роговиков вокруг диорит-порфиритовых тел, залегающих в сланцах.

Возрастное расчленение интрузивных тел в зонах смятия по признаку большей или меньшей рассланцеванности следует применять с крайней осторожностью, потому что степень рассланцевания в ряде случаев больше зависит от механических свойств окружающих пород и размеров интрузивных тел, чем от их возраста. Так, например, можно подозревать, что ряд древних интрузивных массивов, сложенных достаточно прочными породами, которые залегают среди механически податливых пород, так и остался не рассланцеванным даже в условиях интенсивного динамометаморфизма Иртышской зоны смятия. Окружающие мягкие породы в данном случае сыграли роль своеобразной смазки, предохранив от рассланцевания прочные монолитные интрузивные тела.

3. Выяснение стратиграфического разреза зон смятия. Эта задача разрешается на основе петрографического определения первоначального состава пород, установления залегания контактов между различными метаморфизованными свитами и картирования элементов залегания первичной слоистости всюду, где представится возможным. Большую помощь в этом оказывает весь комплекс наблюдений над внутренними структурными элементами зоны, потому что выявление морфологии складчатых структур и характерных направлений перемещений по разрывам представляет в распоряжение геолога важные указания для определения стратиграфической последовательности свит.

При установлении стратиграфии пород в зонах смятия необходимо учитывать, что зоны смятия часто являются пограничными линиями между районами с развитием резко различных фаций, кроме того, они сами могут представлять участки развития специфических фаций пород, отсутствующих или очень мало развитых как с одной, так и с другой стороны зоны.

4. Изучение внутренней тектонической структуры зоны смятия представляет задачу, взаимосвязанную с задачей выяснения стратиграфического разреза. На одних этапах исследования представления о стратиграфии динамометаморфизованных толщ помогают разрешить вопросы тектонического строения, на других этапах имеются обратные взаимоотношения; выяснившиеся особенности тектонического строения (форма складок, рассланцевание, линейная ориентировка, размещение линз) способствуют разрешению вопросов стратиграфии.

Стратиграфическое расчленение метаморфических пород и изучение внутреннего тектонического строения зон смятия возможно успешно осуществлять только на основе систематической, охватывающей большие площади, детальной геологической съемки (масштабы не мельче 1 : 25 000).

5. Большое значение имеет региональное изучение тектоно-петрографических структур пород с тщательным картированием всех элементов первичной слоистости, рассланцевания и линейной ориентировки. Необ-

ходимо выяснение генезиса линейной ориентировки и рассланцевания в разных участках зон смятия, для чего применяется систематическое изучение ориентированных шлифов (см. главу IX).

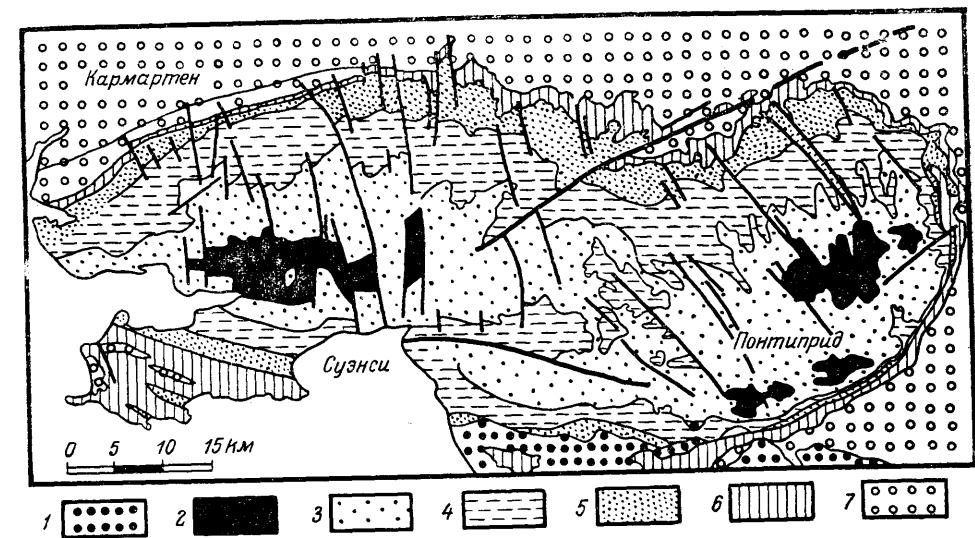


Рис. VII-25. Поперечные сбросо-сдвиги, пересекающие Южноуральский бассейн (по Дж. Принглю и Т. Н. Джорджу)

1 — мезозой; 2 — верхняя угленосная свита; 3 — пеннинская свита; 4 — нижняя угленосная свита; 5 — жернов-песчаник; 6 — каменноугольный известняк; 7 — докарбоновые породы

**Сдвиги больших грабенов.** Совершенно иной генетический тип представляют сдвиги, ограничивающие большие грабены. Эти сдвиги образуются в условиях растяжения земной коры и будут рассмотрены ниже, в соответствующем разделе.

**Сдвиги мелкого заложения, поперечные относительно складчатых сооружений** образуются путем срезывания, которое возникает между двумя дифференциально движущимися в горизонтальном направлении блоками пород, сминающимися в складки.

Поперечные сдвиги очень распространены в складчатых горах (рис. VII-25). Хорошо развитые системы сдвигов можно наблюдать на юго-западном Алтае, где возраст их датируется, с одной стороны, тем, что они пересекают верхнепалеозойскую (герцинскую) складчатую структуру, а, с другой стороны, они не смещают верхнепалеозойские гранитоидные интрузии и вмещают многочисленные кислые и особенно основные породы, представляющие жильные дериваты этих интрузий.

Срезывание, повидимому, в некоторых случаях, не распространяется на значительную глубину, будучи связанным со скольжением слоистого

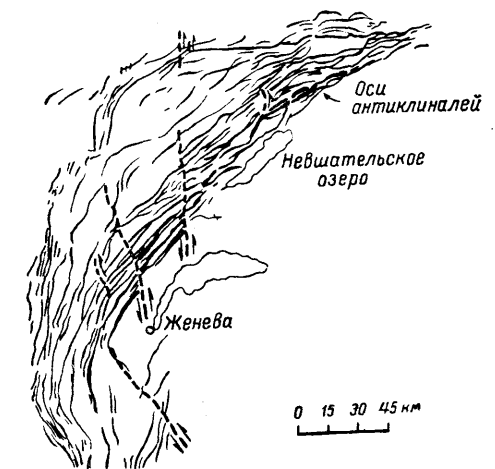


Рис. VII-26. Сдвиги в Юрских горах

комплекса пород по породам основания, или по слоям, обладающим повышенной пластичностью. Таковы системы сдвигов в Юрских горах (рис. VII-26), сформировавшиеся в заключительные фазы складкообразования, потому что сдвиги разрывают и смещают готовые складки. Предполагается, что в Юре перемещения по сдвигам были облегчены тем, что в основании мезозойских пород там залегают соленосные, весьма пластичные триасовые породы.

## ПОКРОВЫ

Покровы, или шарриажи, представляют очень пологие, горизонтальные и часто даже несколько наклоненные в сторону движения висячего бока разрывные нарушения с большой амплитудой перемещения в горизонтальном направлении.

Несмотря на то что корнями покровов являются надвиги и взбросо-надвиги, и генетически, следовательно, покровы — не что иное, как нарушения, происходящие в обстановке сжатия земной коры и тесно связан-

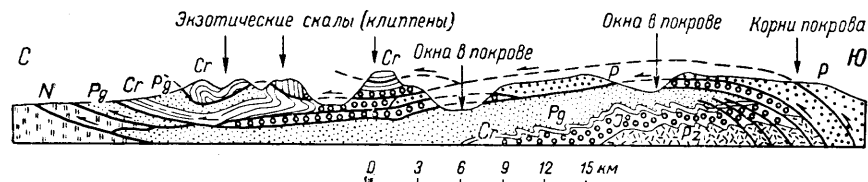


Рис. VII-27. Покров Гларус в Альпах. Надвиги показаны толстой линией

ные со складкообразованием, имеется существенная разница в генезисе покровов сравнительно с образованием других нарушений. Переход надвига или взбросо-надвига в покров начинается там, где главной движущей силой деформации пород, образующих висячий бок надвига (взброса), становится сила тяжести, под действием которой породы, сравнительно высоко приподнятые по взбросо-надвику, начинают растекаться в сторону пониженных участков (рис. VII-27). Такова одна точка зрения на образование покровов, приписывающая им в значительной мере гравитационное происхождение (см. также Личков, 1948).

Представления о гравитационном происхождении покровов подтверждаются тектонической позицией громадного большинства покровных структур. Покровы свойственны преимущественно краевым впадинам больших горных сооружений и отсутствуют в центральных частях этих сооружений. Таковы покровы Западных Альп, Карпат и, может быть, Кавказа. Такое же положение занимают хорошо изученные горными работками каменноугольных копей покровы в Намюрском (северном) и отчасти Динанском (южном) синклиниях в герцинидах Западной Европы. Оба синклиория являются краевыми впадинами, в частности, Намюрский синклиорий является прогибом между нормально-складчатым герцинским сооружением Арденн и расположенным севернее Брантским массивом (Бубнов, 1935, стр. 300—318).

Некоторые геологи отмечают неглубокое положение по отношению к земной поверхности многих покровных нарушений (Усов, 1940 в; Пейве, 1945 б, стр. 56; Хаарман, 1930). Альпийские геологи (Ампферер, 1929) даже утверждают, что многие шарриажи формировались столь неглубоко, что перекрывали расчлененный рельеф страны, существовавший в момент их образования.

В пользу этих же представлений свидетельствуют описанные выше эрозионные надвиги, которые есть не что иное, как небольшие покровы, перекрывающие денудационные поверхности, сохранившиеся до наших дней. Однако Ч. Лонгвелл (1945) для ряда случаев не признает достаточным гравитационный механизм большого горизонтального перемещения.

Существует другое представление о генезисе покровов, согласно которому покровы являются результатом активного движения пород, составляющих основание осадочного комплекса, сминающегося в складки (рис. VII-28). Мы уже отмечали, что это представление, в основе своей



Рис. VII-28. Схема образования складок и покровов согласно гипотезе «всасывания» (по Э. Краусу)

имеющее гипотезу всасывания, бессильно объяснить образование складчатых сооружений с приподнятыми древними ядрами в своих осевых частях и с покровами в периферических частях и поэтому неприемлемо.

В западноевропейской и отчасти американской геологической литературе распространены крайние, не выдерживающие критики, представления об огромных покровах (паре, chagriage), шарриажах, во многих случаях многоэтажных, с громадными амплитудами перемещений, измеряемыми сотнями километров.

Нэписты, или шарриажисты, как называют иногда геологов, проводящих такие взгляды, широко применяют спекулятивные, не доказанные фактическими материалами, построения, искажающие действительную картину строения земной коры. Основоположниками нэпизма были М. Бертран и Г. Шардт. Их последователи: М. Люжон, Э. Арган, Э. Краус (1936), А. Демай, особенно последние два, дошли до фантастических построений.

В СССР крайние увлечения представлениями нэпизма были восприняты М. М. Тетяевым и группой геологов, проводивших геологические съемки в Забайкалье в тридцатых годах. Представления М. М. Тетяева и других, находившихся под влиянием его взглядов геологов, подверглись справедливой критике со стороны В. А. Обручева (1928, 1930).

На основании более детальных исследований выяснилось, что в Забайкалье за пологие шарриажи были приняты обычные местные надвигания кристаллических пород на юрские отложения по небольшим взбросо-надвигам и аналогичные второстепенные явления. Во многих других районах Советского Союза, в частности на Кавказе и Карпатах, преувеличенные представления о нарушениях с большими горизонтальными перемещениями также были подвергнуты критике. Известные на юго-восточном Кавказе огромные глыбы юрских известняков, заключенные в меловом и третичном флише, так называемые дибрарские утесы, принимавшиеся за останцы покровов, оказались громадными отторженцами подводных оползней, происходивших в морях флишевых трогов в мелу и палеогене.

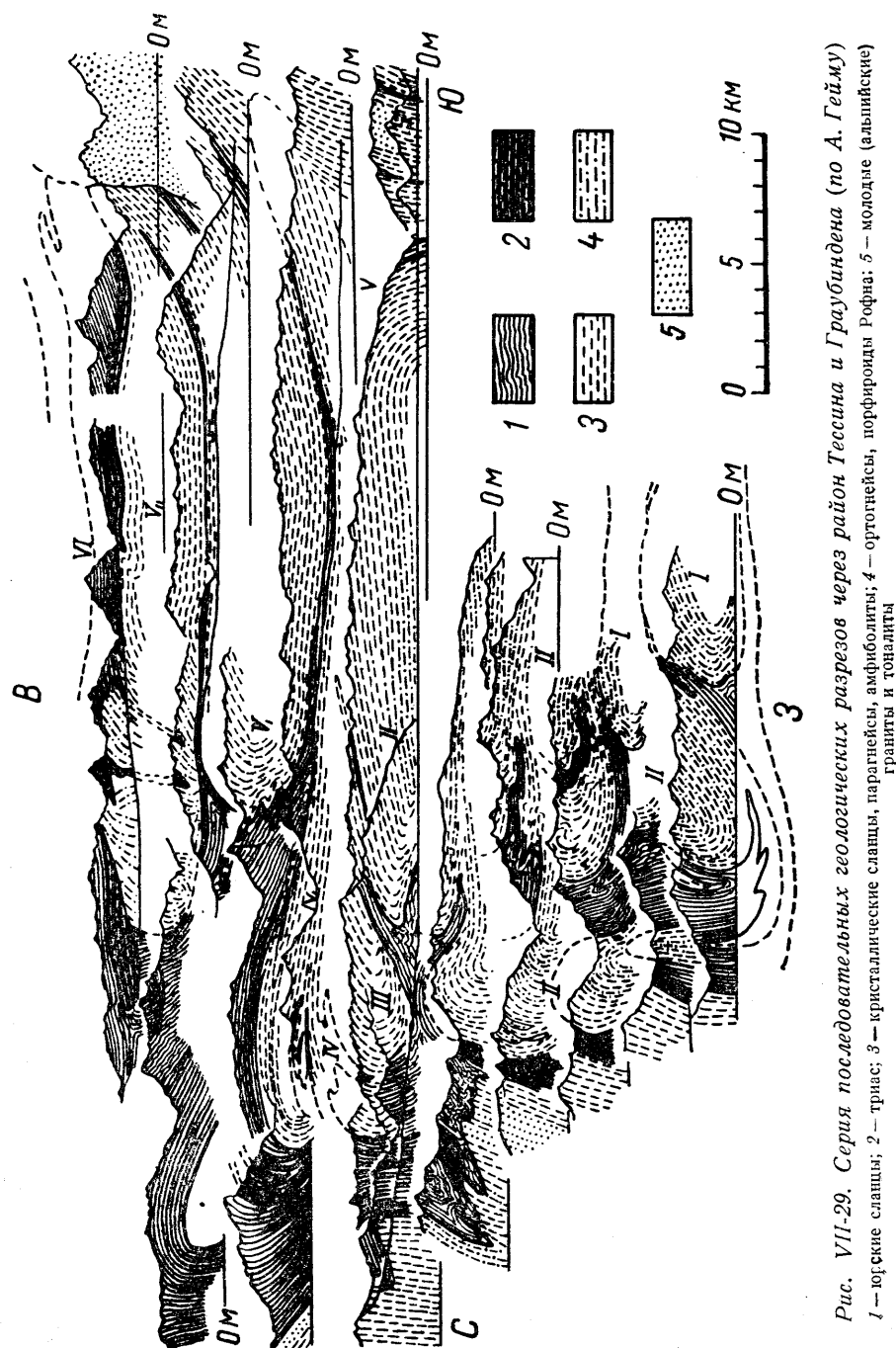


Рис. VII-29. Серия последовательных геологических разрезов через район Тессина и Граубюндена (по А. Гейму)  
 1 — югские сланцы; 2 — триас; 3 — кристаллические сланцы, парagneйсы, амфиболиты; 4 — ортогнейсы, порфиroidы Рофна; 5 — молодое (альпийские) граниты и тоналиты

Из всего вышесказанного надо сделать вывод, что при установлении существования покровов необходимо проявлять большую осторожность и добиваться получения убедительных фактических данных.

В качестве примеров приведем несколько хорошо документированных профилей через покровы Западных Альп. На рис. VII-29 изображена серия геологических разрезов через районы Тессина и Граубюндена. На них хорошо видна огромная лежащая складка, ядро которой сложено палеозойскими кристаллическими сланцами, порфиroidами и гнейсами, а внешняя оболочка — породами триаса и сланцами лейаса. Амплитуда надвигания кристаллических пород на мезозой превышает 20 км.

На рис. VII-30 изображены две экзотические скалы (клиппены) в Верхней Савойе, сложенные породами триаса и лейаса и покоящиеся на палеогеновом флише. На этом профиле виден наклон поверхности покрова от оси горного поднятия (расположенного на юго-юго-восток) в

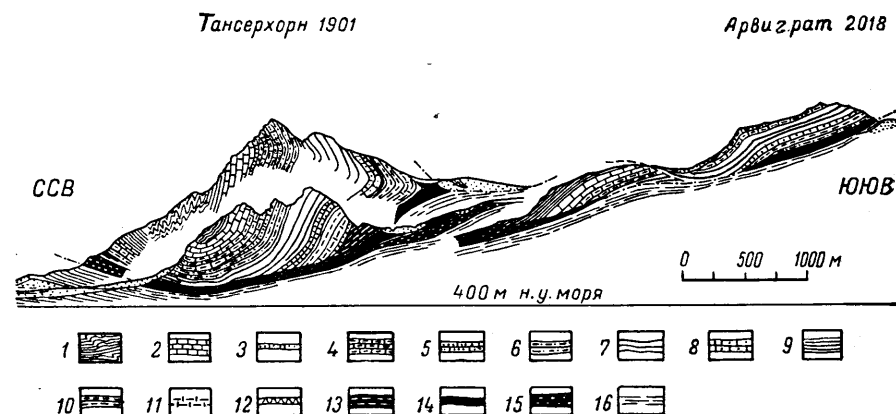


Рис. VII-30. Экзотические скалы Арвизрат — Тансерхорн (по П. Кресту)  
 1 — неом клиппенов; 2 — верхний мальм; 3 — нижний лужитан; 4 — оксфорд; 5 — келловей; 6 — верхний доггер; 7 — нижний и средний доггер; 8 — верхний лейас; 9 — сланцы тоара; 10 — нижний и средний лейас; 11 — геттанг; 12 — рэт; триас; 13 — доломит, 14 — граувакка, 15 — гипс; клиппен подстилается 16 — диким флишем

сторону предгорной впадины. Такое расположение свидетельствует в пользу представлений о гравитационном происхождении покрова.

На табл. XXIV даны профили через знаменитые экзотические скалы Большого и Малого Митена в Швейцарии. Детальный документальный материал по этим клиппенам, считающимся классическими, публикуется в русском издании впервые и будет не бесполезен для суждения об основательности объяснений их происхождения.

Морфология покровов очень своеобразна. В связи с пологим положением разрыва форма линии выхода последнего на земную поверхность чрезвычайно сильно зависит от характера рельефа. Если рельеф расчлененный, то линия выхода покрова будет выписывать причудливые фестоны (рис. VII-31). В тех случаях, когда мощность пород, составляющих покров, относительно невелика, эрозионные процессы могут прорезывать окна в покрове, в которых обнажаются породы, подстилающие покров. Если денудация зашла далеко, большая часть покрова может оказаться уничтоженной, за исключением некоторого количества экзотических скал, или клиппенов (рис. VII-30) [15]. Для того чтобы при описании различать породы, принадлежащие покрову, и породы, слагающие основание покрова, первые принято называть аллохтонными, а вторые — автохтонными (рис. VII-32).



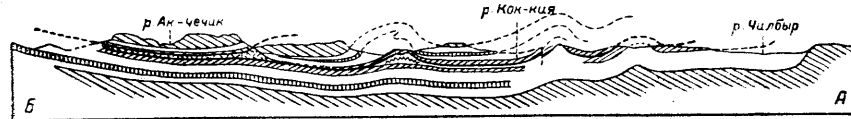
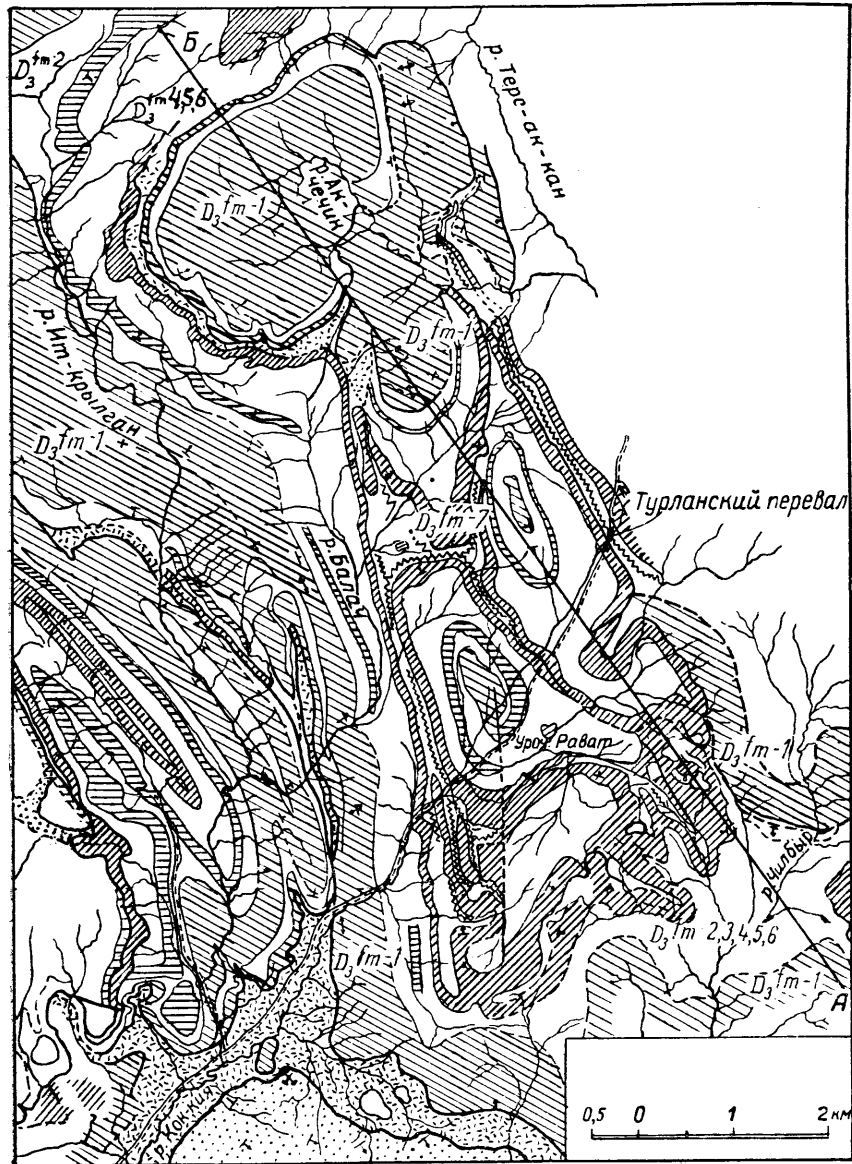


Рис. VII-31. Геологическое строение района Турпанского перевала (по В. В. Галицкому)  
 а) карта. Толстыми линиями показаны фестоны пологих надвигов; б) геологический профиль

Поверхности многих покровов имеют складчатое строение, повидимому приобретенное ими в процессе складкообразовательных деформаций, происходивших одновременно и после образования нарушения.

Строение зоны нарушения, вдоль которой двигался покров, может быть различным. Если нарушение произошло на достаточно значительной глубине от земной поверхности, породы в зоне нарушения расланцевываются и милонитизируются. Мощность расланцевания и милонитизации широко варьирует от долей метра до десятков метров, но чаще бывает небольшой. Поэтому непосредственное установление поверхности нарушения в поле нелегкая задача. Если покров образовался на малой

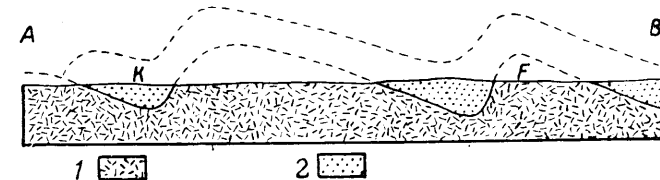
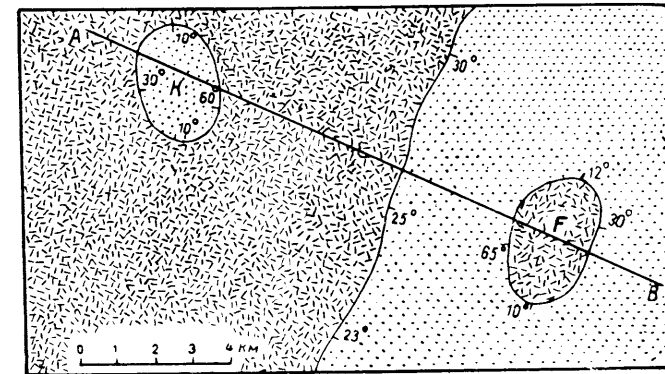


Рис. VII-32. Тектонические окна и экзотические скалы большого, смятого в складки покрова (по М. Биллингсу)  
 1 — автохтон; 2 — аллохтон. Падение плоскости надвига показано на плане; К — экзотическая скала (клиппен) F — окно; AB — линия разреза

глубине, породы всякого бока могут быть брекчированы, причем брекчии имеют разнообразную мощность и характер.

Для подкрепления морфологических указаний на существование покрова иногда бывает полезно сравнительное изучение фаций пород, образующих покров (аллохтон) и находящихся в основании (автохтон). Однако одних данных о соприкосновении различных фаций одновозрастных пород, в том случае, если они не подтверждены структурно-морфологическими фактами, указывающими на существование покрова, обычно совершенно недостаточно, чтобы считать наличие покрова доказанным. Мы уже имели много случаев убедиться, что с поверхностями круто залегающих разломов, длительно действовавших в далеком прошлом, часто соприкасаются породы отчетливо различных фаций. Такое соприкосновение отнюдь не указывает на тектоническое сближение фациально различных пород при перемещении их вдоль пологих надвигов, как ошибочно предполагалось раньше многими исследователями. Вот почему сравнительный анализ фаций при изучении покровов надо применять с исключительной осторожностью.

## МЕЖФОРМАЦИОННЫЕ СРЫВЫ

При изгибании в складки разнородных толщ, например, когда эти толщи представлены переслаивающимися свитами осадочного происхождения и лавами или мощными грубослоистыми известняками и сланцами и т. п., происходят межформационные срывы вдоль контактов свит с различными физико-механическими свойствами.

При некоторых, недостаточно еще выясненных условиях, межформационные срывы могут приобретать характер значительных нарушений, с перемещениями, имеющими различные размеры и направление, в зависимости от положения в складчатых структурах.

Амплитуды относительного смещения одних горизонтов пород относительно других пород обычно, как это установлено наблюдениями в среднепалеозойских толщах западного Тянь-Шаня и юрских толщах Малого Кавказа, в случае межформационных срывов не бывают большими и измеряются чаще первыми сотнями метров и гораздо реже первыми километрами (Бубличенко, 1934). В связи с различной хрупкостью пород соприкасающихся свит происходит брекчирование, развивающееся за счет пород одной или обеих свит, причем формы брекчированных участков могут быть весьма разнообразны и брекчирование иногда захватывает значительные части складчатых структур, теряя прямую связь с поверхностью срыва. В других случаях, например в Каратау, в северо-западном Тянь-Шане, можно наблюдать устойчивый горизонт брекчий на контакте (рис. IV-37) между свитами пород с различными механическими свойствами [16].

## РАЗРЫВЫ ПРИ ДИСГАРМОНИЧНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

При значительной самостоятельности движений толщ, имеющих разные механические свойства, в процессе складчатости могут формироваться многочисленные и разнообразные нарушения, форма и расположение которых зависят не столько от общего плана деформации горной системы, сколько от местных явлений дисгармонии. В связи с такой относительной самостоятельностью некоторые типы разрывных нарушений при дисгармоничной складчатости распространены только в породах определенных толщ и либо совсем не переходят в другие толщи, расположенные выше или ниже, либо при переходе существенно изменяют свой характер.

В предгорьях Карпат, в Каратау, в северо-западном Тянь-Шане, и в других районах с интенсивной дисгармонией (Маковой, 1935; Ажгирей, 1947 б) довольно широко распространены разрывы, зарождающиеся в процессе автономного движения отдельных свит. Многие из этих разрывов локализируются в ядрах килеобразных антиклинальных складок в форме крутых нарушений типа взбросов, в наиболее пластичных толщах и перекрывающих их жестких толщах. Напрасно стали бы мы искать продолжение этих, часто значительных разрывов, в нижележащих толщах — они не переходят в последние. Описываемые разрывы выполаживаются, переходя в межслоевые срывы в нижних частях разреза пластичных толщ, приобретая, таким образом, пологое залегание и постепенно исчезая в общем потоке межслоевых подвижек (рис. IV-37).

## РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ РАСТЯЖЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разрывные нарушения, образующиеся в условиях растяжения земной коры, представлены двумя характерными типами — нормальными сбросами и нормальными сбросо-сдвигами и безамплитудными трещинами, иногда очень значительной протяженности (сотни километров), вмещающими дайки магматических пород.

## НОРМАЛЬНЫЕ СБРОСЫ И СБРОСО-СДВИГИ

Нормальные сбросы и сбросо-сдвиги часто группируются в системы, с которыми связаны значительные опускания земной коры (табл. XXV, XXVI).

До настоящего времени в тектонике очень плохо разработан вопрос о причинах отрицательных движений, т. е. опусканий земной коры. Отрицательные, активные движения земной коры, примерно одновременные поднятиям, происходящие по соседству с последними, широко известны в областях проявления складчатости. Однако, если многие геологи признают, что поднятия, особенно в складчатых областях, происходят в обстановке тангенциального сжатия, то в отношении опусканий мнения очень расходятся.

Старая, классическая теория контракции разрешала вопрос просто: опускания и поднятия представлялись взаимно сопряженными формами коробления земной коры под действием тангенциального сжатия. Предполагалось также, что на некотором этапе происходит обрушение изогнутых частей в процессе приспособления коры к сократившемуся в объеме ядру. Кризис классической теории контракции начался после того, как было уяснено, что горные породы недостаточно жестки для того, чтобы могли образоваться сопряженные отрицательные и положительные выгибы земной коры в связи с тангенциальным сжатием. Геофизики (например, Е. Н. Люстих), исходя из других соображений, также отрицают возможность регионального коробления земной коры под действием тангенциальных сил. По современным представлениям, сводовые поднятия складчатых гор вызваны пластическим течением выдавливаемого вверх вещества земной коры в зонах слабости в условиях бокового сжатия. Но в таком случае сейчас же возникает вопрос, каков механизм образования прогибов, сопряженных с растущими горными системами.

Трудность удовлетворительного ответа на этот вопрос широко используется исследователями, которые видят единственную причину сопряженности поднятий и опусканий в существовании колебательных тектонических движений переменного знака, вызываемых радиально (вертикально) направленными силами.

В наши задачи не может входить обсуждение этих вопросов, относящихся к области геотектоники. Отметим только, что далеко не все типы тектонических движений положительного и отрицательного знака являются соподчиненными во времени и пространстве, что дает серьезные основания сомневаться в их генетическом единстве.

Например, если поднятия складчатых поясов и передовые прогибы удовлетворяют условию соподчиненности во времени и пространстве и потому есть основания для объединения их в одно генетическое целое, то опускания типа Черного и Средиземного морей или Мексиканского залива, пересекающие или захватывающие поднятые сооружения, не являются частью соответствующей складчатой структуры и генезис их нельзя прямо объединять со складкообразованием. В таком случае объяснение их происхождения колебательными движениями земной коры разного знака представляет ничего не раскрывающее, общее место.

Анализируя внутреннее строение и историю формирования впадин, соподчиненных складчатым сооружениям (Фергана, Иссыккульская и Нарынская впадины в Тянь-Шане, Кубанская и Терская предгорные впадины на Северном Кавказе), мы убеждаемся в том, что эти впадины в принципе отличаются от впадин типа Венского внутриальпийского бассейна, Черного и Средиземного морей, наложенных синклиналей и т. п.

Первые формируются в обстановке сжатия, отделяются от прилегающих горных сооружений разрывами типа взбросов и взбросо-надвигов. Как правило, в этих впадинах отсутствуют нормальные сбросы. Только много позднее, после окончания складчатости, в них иногда наблюдается образование нормальных сбросов, как, например, в Южно-

уральском краевом прогибе с середины триаса. Образование впадин первого типа, так же как и образование соподчиненных с ними горных сооружений, представляет орогенетический процесс.

Впадины второго типа наложены на складчатые сооружения. Часто их ограничения пересекают складчатые оси под большими углами или даже в поперечном направлении (северный борт Прикаспийской синеклизы в месте пересечения с Уральским краевым прогибом, впадина Черного моря, пересекающая четыре антиклинальные и синклиналильные зоны кавказских складок непосредственно южнее Сочи по данным Г. М. Ефремова и т. д.). Впадины второго типа, представляющие наложенные мульды и бассейны в целом и в деталях внутреннего строения, обусловлены опусканиями по системам нормальных сбросов, чем они особенно хорошо отличаются от впадин первого типа. Условия формирования впадин второго типа определенно связаны со значительным растяжением земной коры. Сомнения, высказываемые по этому поводу некоторыми учеными, не могут быть признаны основательными. По их представлениям, строение, подобное впадинам второго типа, будут иметь всякие комплексы малоуплотненных пород, пассивно опускающиеся вслед за прогибающимся основанием. Что это не так, видно из того, что при пассивном опускании во внутренних частях впадин должно было бы наблюдаться сильное тангенциальное сжатие, как это действительно имеет место в ряде прогибающихся каменноугольных бассейнов, судя по описаниям А. С. Хоментовского. Между тем в наложенных мульдах и бассейнах структурные формы, образованные тангенциальным сжатием, не характерны, и их строение в целом обусловлено растяжением. Образование наложенных мульд и бассейнов, как уже указывалось, видимо, вызвано особым типом тектонических движений, которые следовало бы именовать наложенными движениями.

Необходимость различать совершенно разные генетические типы впадин достаточно ясно свидетельствует о неосновательности отнесения вертикальных тектонических движений к колебательным.

Еще в худшем положении оказывается гипотеза колебательных движений, когда надо объяснить закономерное, почти повсеместное для горных стран, чередование этапов сжатия и растяжения при складкообразовании, приводящее к образованию систем трещин растяжения (см. ниже, стр. 322—323). После сжатия, сопровождающегося формированием складок, кливажа и разрывов типа надвигов и сдвигов обычно в земной коре возникают условия растяжения, при которых поперечные, а иногда и продольные трещины заполняются магматическими породами и происходят излияния этих пород на поверхность. Очевидно, эти явления никаким образом, с точки зрения механизма деформации горных пород, невозможно объяснить колебательными тектоническими движениями.

По невыясненным пока причинам, в одних случаях растяжение, даже очень значительное (измеряемое многими километрами для сравнительно небольших участков) не вызывает никаких вертикальных перемещений, что можно показать на примере многочисленных горных областей с широко развитыми системами трещин растяжения без смещений в плоскостях разрывов. Суммарные мощности даек, заполняющих эти трещины, характеризующие размеры растяжения, составляют многие тысячи метров. В других случаях, растяжение сопровождается большими опусканиями целых участков земной коры в форме овалов погружения типа средиземноморской группы морей или в форме очень узких впадин проседания, с почти параллельными ограничениями. До сих пор не может считаться установленным генетическое единство этих, различных по своей морфологии отрицательных структур земной коры, хотя такое единство не исключено.

Наконец, особую генетическую группу структур, только косвенно связанную с явлениями растяжения, представляют опускания и обрушения в районах вулканической деятельности, непосредственной причиной которых служит недостаток поддержки верхних слоев земной коры в связи с излияниями на поверхность или поднятием в высокие горизонты больших количеств магмы.

**Нормальные сбросы наложенных бассейнов.** Существование нормальных сбросов в связи со значительными опусканиями земной коры, накладывающимися и разрушающимися ранее созданные складчатые и глубокие структуры, отмечалось многими исследователями (Зюсс, 1901; Обручев, 1914—1947).

Наиболее отчетливое подтверждение широкого развития типичных нормальных сбросов (возможно, нормальных сбросо-сдвигов) было получено в последние годы при глубоком бурении в некоторых, заполненных мощными осадочными породами, бассейнах. Выше, в главе V, было описано строение Венского бассейна (рис. V-28 и 29).

Громадная синеклиза Мексиканского залива также ограничена большими нормальными сбросами (Кинг, 1950; Морган, 1953).

Возможно, что дугообразные уступы, окаймляющие Московскую и Прикаспийскую синеклизы, также связаны с опусканиями по нормальным сбросам больших частей кристаллического основания Русской платформы.

В. А. Обручев (1914 и 1929) в известном описании Селенгинской Даурии (Западное Забайкалье) отметил широкое распространение нормальных сбросов в этой обширной стране, сложенной древними кристаллическими и метаморфическими породами. В депрессиях, образованных в связи с опусканиями по системе нормальных сбросов, накапливались юрские и более молодые отложения. Аналогичная область широкого развития нормальных сбросов расположена в Северной Америке, между Сиеррой-Невадой и Скалистыми горами в так называемом Большом бассейне (Грейт Бэсин). Многие системы нормальных сбросов хорошо изучены при помощи горных выработок (рис. VII-33). Исследования

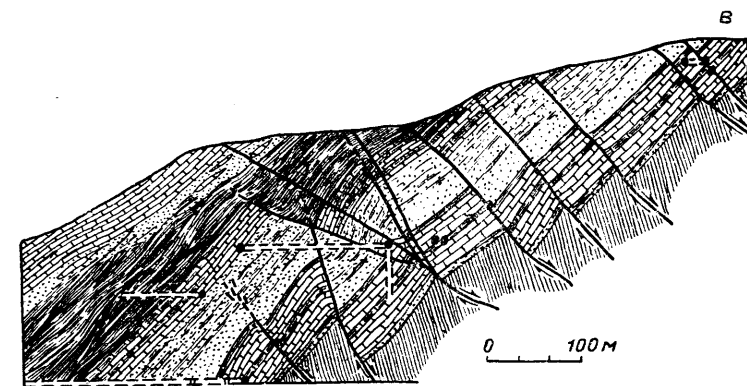


Рис. VII-33. Нормальные сбросы несомненно не гравитационного происхождения. Рудный район Магдалена (по Дж. Лофлину и А. Кошману, 1942)

Г. Джильберта (1928), Д. Хеветта (1928) и других установили, что нормальные сбросы Грейт Бэсин моложе взбросов и пересекают последние (рис. VII-34). Такие же возрастные взаимоотношения наблюдаются, по А. Ирдли (1944), в Васачских горах (рис. VII-35). Опять мы имеем случай наблюдать, как этап сжатия земной коры сменяется этапом растяжения. Надо подчеркнуть, что признаки этапа растяжения, проявляющиеся в образовании трещин растяжения, распространены также широко, но опускания по нормальным сбросам развиваются локально в некоторых районах, не захватывая в сколько-нибудь интенсивной форме большую часть складчатых поясов.

**Узкие впадины проседания.** Совершенно своеобразный тектонический тип представляет узкие впадины проседания типа Байкала, Косогила, Осло (табл. XXVII), верхней долины Рейна, Мертвого и Красного морей, Восточноафриканских грабенов. На единство этих геологических структур указал Н. С. Шатский (1932 а, б).

Первоначальные представления об образовании Байкальской впадины были высказаны еще П. Палласом, считавшим, что одновременно с поднятием берегов Байкала произошло оседание его дна. И. Д. Черский (1886 а, б) считал, что впадина, занятая Байкалом, представляет крутую синклиналиную складку, возникшую в нижнем палеозое или древнее.

В. А. Обручев в 1897 г. (1937, стр. 559) пришел к выводу, что впадина Байкала вместе с целой системой забайкальских депрессий представляет сложную цепь грабенов, образовавшихся при расколах жесткой глыбы байкальского кристаллического массива. При этом он рассматривал впадину Байкала не как изолированное образование, а как

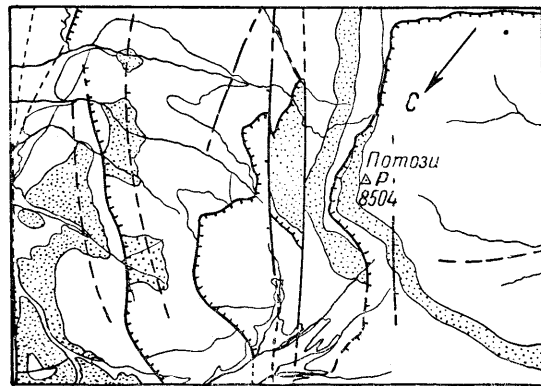
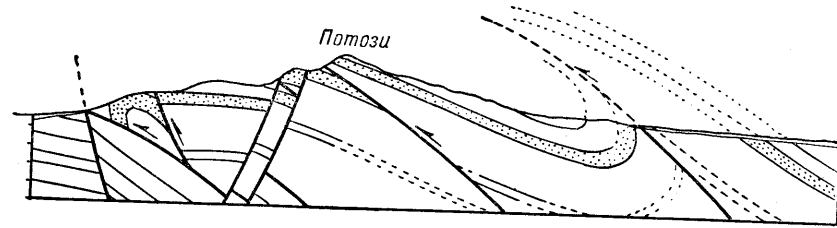


Рис. VII-34. Нормальные сбросы, пересекающие более древние взбросо-надвиги в районе гор Потози, Грейт Бэсин (по Д. Хезетту)

наиболее крупный грабен среди целой системы впадин, развитых на большой территории. Изучавший Африканские грабены Дж. Грегори (1921) и другие исследователи (Пикард, 1939) также пришли к выводу об

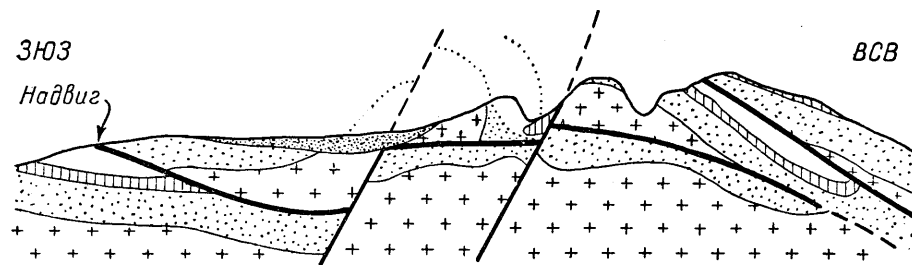


Рис. VII-35. Нормальные сбросы, нарушающие складчатую структуру и пересекающие поверхность надвига в Васачских горах (по А. Иртли)

образовании узких впадин путем обрушения земной коры по параллельным сбросам. Г. Клоос (1939) связал грабены с формированием сводовых поднятий и обрушением замковых частей сводов (рис. VII-36). В целом, гипотезы, предполагающие образование узких впадин в связи с растяжением земной коры и обрушением, получили название гипотез рифта (rift — расщелина) (рис. VII-37 а). Э. Вейланд (1930, 1933, 1934) и

Б. Виллис (1934 а) для объяснения способа образования впадин в противовес рифтовой гипотезе предложили так называемую гипотезу рампа (гагр — взброс). Согласно последней гипотезе, грабены образованы в условиях сжатия, подвигавшего висячие бока надвигавшихся глыб. Глыба, находившаяся в лежащем боку, опускалась под воздействием надвигавшегося блока (рис. VII-37 в). Механизм образования грабена в последнем случае представляется примерно так. Тангенциальное тектоническое усилие действует в одном направлении, со стороны активной глыбы. Под воздействием этой глыбы блок, находящийся в лежащем боку надвига, не



Рис. VII-36. Обрушение в замке сводового поднятия и образование грабена

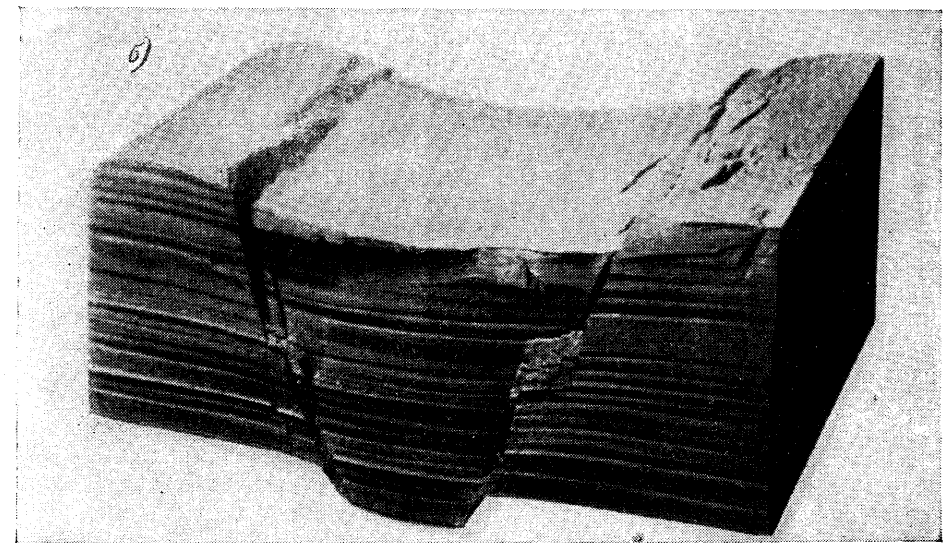
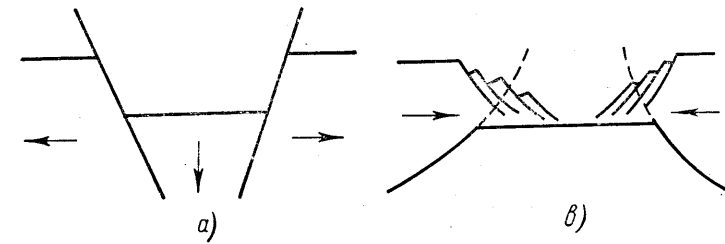


Рис. VII-37. Образование грабенов

а) по гипотезе рифта; б) экспериментальное воспроизведение грабена по гипотезе рифта; в) по гипотезе рампа. Строение грабена замаскировано гравитационными нормальными сбросами, представляющими побочное явление, сопровождающее взбросы

только погружается, но и пододвигается под противостоящий, пассивный блок, поэтому возникает плоскость разрыва, параллельная надвигу, но падающая в противоположном направлении. В связи с пододвиганием блока лежащего бока происходит также поднятие противостоящей, пассивной глыбы, составляющей висячий бок надвига.

Е. В. Павловский, исследовавший восточносибирские впадины, отмечает, что абсолютная высота горных возвышенностей достигает максимума у края впадин. Вдоль краев впадин байкальской системы протягиваются горные сооружения альпийского типа в форме двух параллельных хребтов, достигающих абсолютных высот 1800—2000 и даже 2500 м. В обе стороны по направлению от впадин высоты хребтов постепенно снижаются. Озерно-дельтовые третичные отложения во впадинах имеют большую мощность — буровыми скважинами в дельте р. Селенги установлена мощность до 1200 м, местами в них присутствуют прослой лавобазальтового типа. В Тункинской впадине сохранились покровы базальтов, перекрывающие четвертичные аллювий. Процесс зарождения и развития впадин отчетливо проявляется в неогене, находя отражение в формировании мощных отложений на восточном побережье Байкала и в Тункинской впадине. Образование впадин сопровождалось значительными излияниями базальтов — наиболее древние происходили, вероятно, в конце третичного периода, вторая фаза — в постплиоцене (1948 б, стр. 123).

Новые данные сообщает Г. Е. Рябухин (1953), в соответствии с которыми в районе Байкала обнаружены протяженные, очень прямолинейные разрывы, не замаскированные в рельефе. Такого рода разрывы могут принадлежать сдвигам. Для разрывов Верхнерейнской долины, грабена Осло и грабена Мертвого моря документально установлено участие горизонтальных, сдвиговых перемещений в процессе формирования впадин.

Критически оценивая все имеющиеся в нашем распоряжении факты о строении и способе образования узких впадин, можно прийти к следующим выводам. Ни гипотеза рампа, ни гипотеза рифта не соответствуют фактам. Особенно искусственной следует признать гипотезу рампа, потому что механизм образования двух параллельных взбросов, из которых один является надвигом (со стороны активной глыбы), другой поддвигом (в сторону пассивной глыбы) фантастичен.

Пододвигание тектонического блока механически осуществляется значительно труднее, чем надвигание, потому что в первом случае подвижная глыба должна внедряться в погребенные на глубине горные породы пассивной глыбы и приподнимать их, тогда как во втором случае подвижная глыба сама приподнимается в направлении наименьшего сопротивления движению вверх.

В рассматриваемых случаях предполагается закономерное образование поддвигов, сопряженных с надвигами, в самых различных по геологическому строению участках земной коры (Прибайкалье, Верхний Рейн, Африка, Аравия), что следует признать совершенно невероятным.

В тяньшанетипных горах известны межгорные впадины, обрамленные по периферии взбросами (например, Ферганская впадина), но остальные геологические особенности таких впадин отличны от рассматриваемого типа. Взбросы, ограничивающие эти впадины, не параллельны и не являются механически сопряженными в смысле, предполагаемом Б. Виллисом; блок пород, составляющих дно впадины, не проявляет признаков активного опускания, прогибаясь лишь в центральной части. Формирование межгорных впадин не сопровождается внедрениями щелочных магм и т. д.

Рациональным зерном в гипотезе рампа является представление о формировании сводовых поднятий под воздействием тектонических сил в условиях тангенциального сжатия. Именно поэтому Е. В. Павловским в Прибайкалье, Э. Вейландом и Б. Виллисом в Африке и впадине Мертвого моря были описаны многочисленные случаи образования крутых

взбросов и взбросо-надвигов, что следует признать совершенно естественным. И время формирования большинства сводовых поднятий, как совершенно справедливо указывает Е. В. Павловский (1948 б, стр. 125), совпадает со временем максимального развития сжимающих сил. Они образовались в одно время, в третичный и четвертичный периоды, т. е. в эпоху проявления на всей поверхности Земли очень интенсивных сил альпийского орогенеза.

Рассмотрим теперь слабые и сильные стороны гипотезы рифта. Неприемлемым для объяснения образования узких впадин представляется механизм обрушения замковых частей сводов. Ничего подобного неизвестно в громадном большинстве сводовых поднятий тяньшанетипных горных сооружений. Следовательно, пришлось бы предположить, что сводовые поднятия в областях узких впадин представляют генетически особый тип, формировавшийся в других тектонических условиях. Но Е. В. Павловский и Б. Виллис хорошо показали, что сводовые поднятия, сопровождающие узкие впадины, не являются исключительными по обстановке своего образования и у нас нет оснований думать иначе. Представление об обрушении замков сводов — слабое место гипотезы рифта.

С другой стороны, факт активного проседания дна узких впадин также может считаться достаточно доказанным хотя бы на примерах Байкала (залив Провал, район дельты р. Верхней Ангары) или долины Верхнего Рейна. Нормальные сбросы, ограничивающие узкие депрессии, часто достаточно хорошо выражены в современном рельефе (рис. VII-38). Все это наряду с характерными излияниями базальтов и внедрениями щелочных магм служит веским доводом в пользу образования узких впадин в условиях растяжения земной коры. Эти представления составляют рациональное зерно гипотезы рифта.

Представляется более правильным разделить явления формирования сводовых поднятий и явления проседания узких впадин. Такое разделение тем более необходимо, что узкие впадины и сводовые поднятия имеют черты известной самостоятельности. Впадины Байкала являются почти продольными впадинами по отношению к генеральному простиранию тектонических структур и в том числе сводовых поднятий. Впадины Осло и Верхнего Рейна являются поперечными впадинами. Это обстоятельство само собой наводит на мысль об известной самостоятельности глубоких сдвиговых структур разломов глубокого заложения относительно складчатых сооружений. Сдвиги, как было указано выше, частью продольны, частью же пересекают генеральные направления складчатости. Сдвиговый элемент оказался свойственным очень многим узким впадинам проседания, и есть основания предполагать, что он характерен для всех впадин проседания. Естественным поэтому кажется предположение, что именно со сбросо-сдвиговыми перемещениями с определенным участием проседания, связано формирование узких впадин типа Байкальской и других. Параллельность ограничений бортов узких впадин в этом случае находит наилучшее объяснение, так как известно, что многие сдвиги составляют системы грубопараллельных разрывов. Отсутствие узких впадин проседания во многих сводовых поднятиях также находит объяснение, ибо не само сводовое поднятие является непосредственной причиной обрушения в его замке, а наличие сбросо-сдвиговых разрывов и проседание в периоды развития растяжения.

Образование грабенов, ограниченных нормальными сбросо-сдвигами, в области крупных сводов, формирующихся в условиях сжатия, аналогично образованию бассейнов с нормальными сбросами, наложенными на складчатые сооружения. Нам неизвестны условия и механизм образования местных растяжений в земной коре, но факты показывают,

что они сосуществуют с явлениями сжатия и формирования поднятий. Различия же между наложенными бассейнами и узкими впадинами проседания заключаются в том, что первые представляют изометричные структуры, вторые — линейные. Таким образом, узкие впадины отражают несколько иные черты строения земной коры, с чем, возможно, связаны и проявления вулканизма, редкие в наложенных бассейнах. Однако узкие

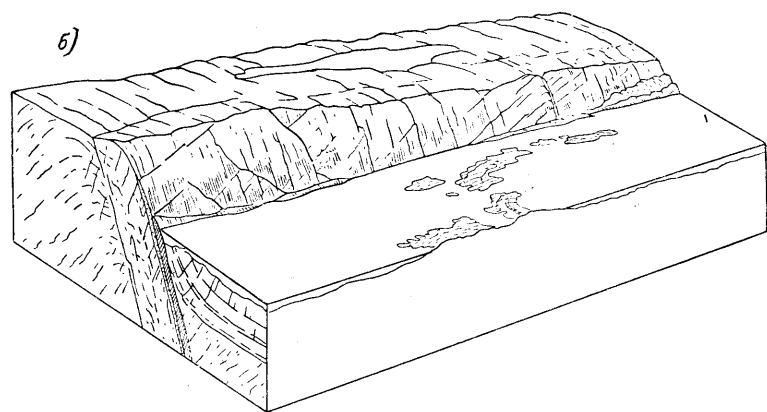
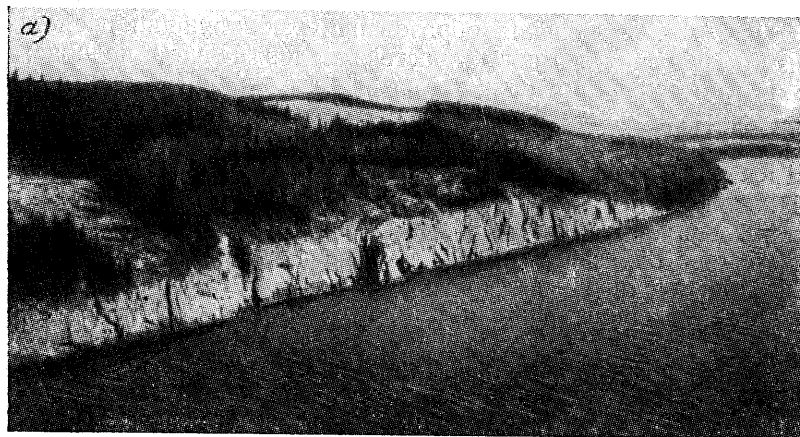


Рис. VII-38. Нормальные сбросы, выраженные в современном рельефе  
 а) восточное побережье озера Веттерн около Омберга в Швеции, образованное поверхностью нормального сброса; б) восточный край грабена Осло около Ильдджернега, представляющий поверхность нормального сброса (по Г. Клоосу, 1936)

впадины проседания, несмотря на гигантские размеры их некоторых систем (система рифтов Восточной Африки протягивается на 6000 км), в отличие от современных и верхнетретичных складчатых поясов, не сопровождаются глубокофокусными землетрясениями (Гутенберг, Рихтер, 1948). Отсюда следует вывод, что пояса узких впадин проседания не имеют такого глубокого заложения, каким обладают складчатые пояса, и генетически оба эти структурно-тектонических типа совершенно различны.

### Нормальные сбросы при дисгармоничной складчатости

Есть некоторые системы нормальных сбросов, с которыми не всегда связано существование в данном участке земной коры условий растяжения. Известны примеры образования систем нормальных сбросов в определенных стратиграфических этажах осадочных пород в связи с дисгармонией смятия в складки механически разнородных толщ. Явления дисгармонии вызывали известную самостоятельность движения этих толщ и местные условия растяжения, сменявшиеся на других участках повышенным сжатием, при общей генеральной обстановке сжатия и складкообразования.

### Нормальные сбросы в вулканических областях

Другим видом нормальных сбросов, образование которых, повидимому, также непосредственно не связано с растяжением земной коры, являются мозаичные и линейные области нормальных сбросов в местах массовых эффузий магмы. Эти явления также надо представлять себе как достаточно сложные, обусловленные многими причинами, например, глубиной залегания магматического очага и объемом излившейся магмы. Мы подчеркиваем сложную подчиненность процессов образования нормальных сбросов потому, что далеко не во всех районах с большими излияниями магм наблюдается развитие нормальных сбросов.

Такие же многочисленные оговорки должны быть сделаны в отношении образования нормальных сбросов и в связи с условиями растяжения в земной коре. Повидимому, в одних случаях в связи с растяжением в земной коре образуются нормальные сбросы, в других же случаях при растяжении формируются безамплитудные трещины разрыва, заполняемые дайками преимущественно основных пород.

Надо отчетливо представлять себе, что рассматриваемые разрывные нарушения, формирующиеся в региональных или местных условиях растяжения, представляют сложную функцию действия многих факторов. К сожалению, еще мало сделано, чтобы выяснить степень влияния этих факторов на сбросообразование, поэтому геологические условия формирования нормальных сбросов в связи с излияниями магмы остаются мало изученными.

Мозаичные области нормальных сбросов. В областях развития интенсивной вулканической деятельности с громадными излияниями лав и выбросами пирокластических материалов на поверхность Земли в некоторых случаях возникают условия, благоприятствующие обрушению пород, составлявших кровлю над магматическим резервуаром. Характерной особенностью нарушений в таких областях является разнообразие простираний сбросовых трещин, расчленяющих поверхность на многочисленные блоки, придающие геологической карте области подобие мозаики. Опускание отдельных глыб мозаичной области происходит путем одновременных движений по нескольким разрывам, ограничивающим тектонический блок. При этом характерно, что разрывы, обладающие крупными амплитудами, полностью прекращают свое существование, упиравшись в разрыв другого простирания, вдоль которого также происходит перемещение. Такой тип смещений получил название *блоковых движений* (рис. VII-39).

Наряду с блоковой тектоникой в вулканических областях достаточно широким распространением пользуются также системы нормальных сбросов, локализованных по флексурам поднятий, возможно, непосредственно связанных с магматическими процессами.

Например, в вулканическом районе Маунт Тейлор, в Новой Мексике (Хунт, 1938) в связи с большим лавовым полем находится крупный нект (ископаемый канал вулкана), подводивший магму на поверхность и сложенный вулканическими брекчиями с огромными ксенолитами осадочных пород. Вокруг некта располагается система радиальных даек и поднятие, обрамленное флексурой, рассеченной системой нормальных сбросов. По-

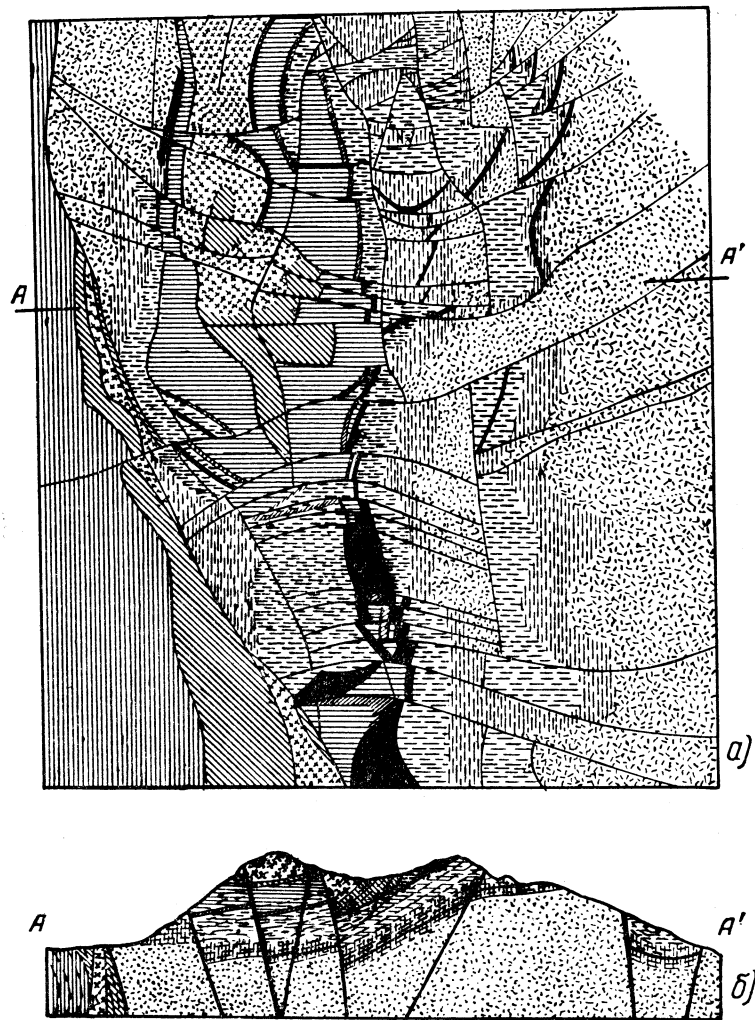
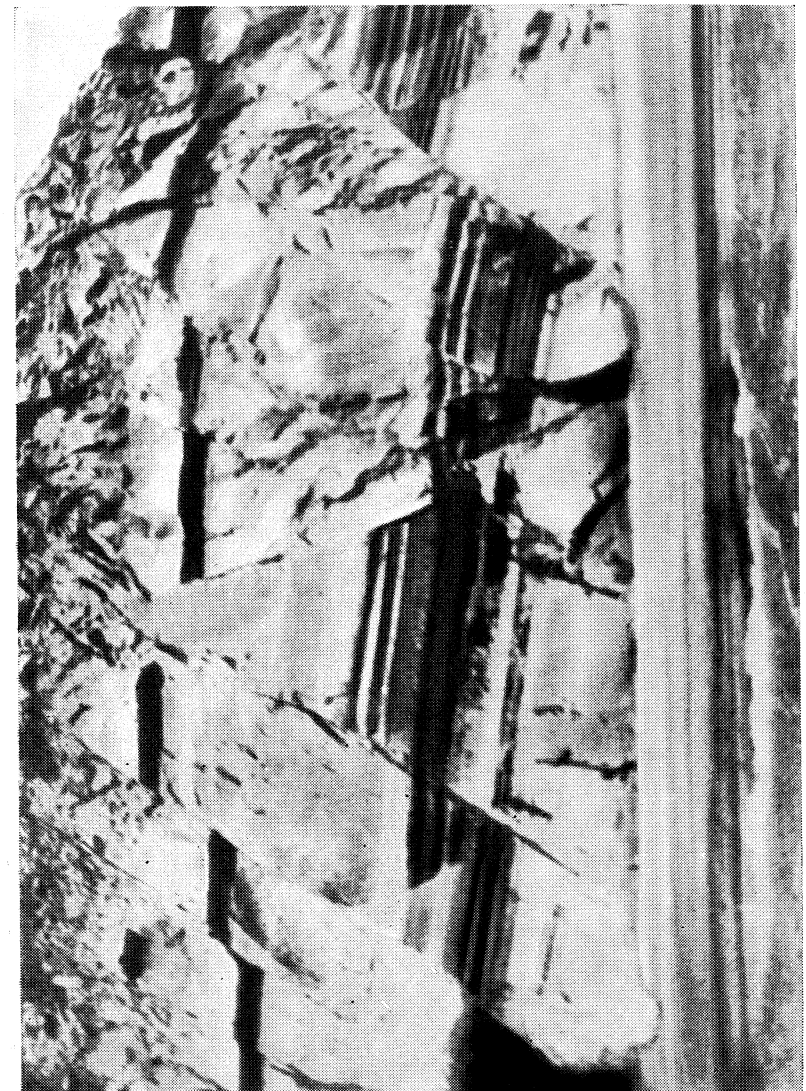


Рис. VII-39. Сбросовая область с развитием блоковых смещений мозаичных глыб. Округ Аспен в Колорадо (по Дж. Сперру)  
а) план; б) характерный разрез

видимому, в данном случае образование флексуры связано с динамическим воздействием поднимающейся магмы, а нормальные сбросы образовались позднее, когда напор магматического столба ослабел.

Линейные нормальные сбросы. Хорошие примеры образования нормальных сбросов, компенсирующих магматические излияния и размещающихся в общем линейно, находим в Кара-Мазаре в Таджикистане и в области Грейт Бэсин между Скалистыми горами и Сиеррой-Невадой в Северной Америке.



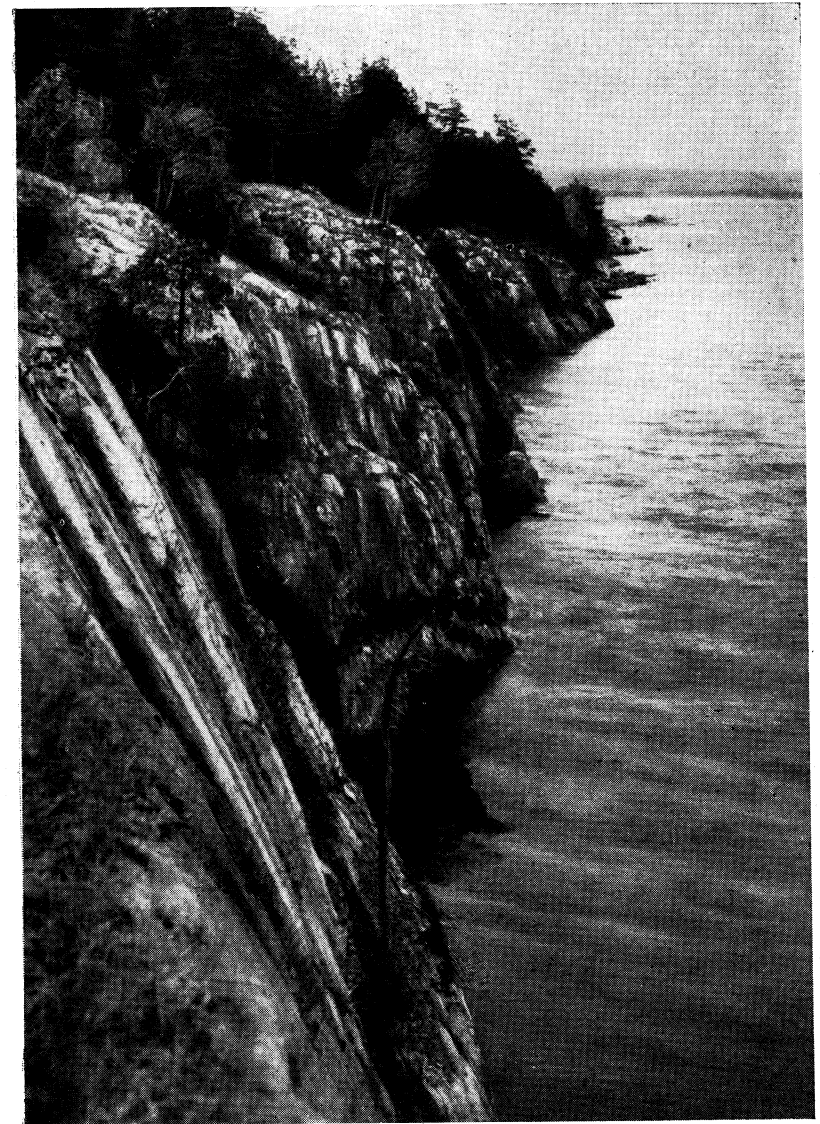
Нормальные сбросы в нижнеплейстоценовых слоях острова Челекен (по К. П. Калыцкому)

Таблица XXVI



Нормальные сбросы в глинах и песках бакинского яруса на острове Чедекен (по К. П. Калицкому)

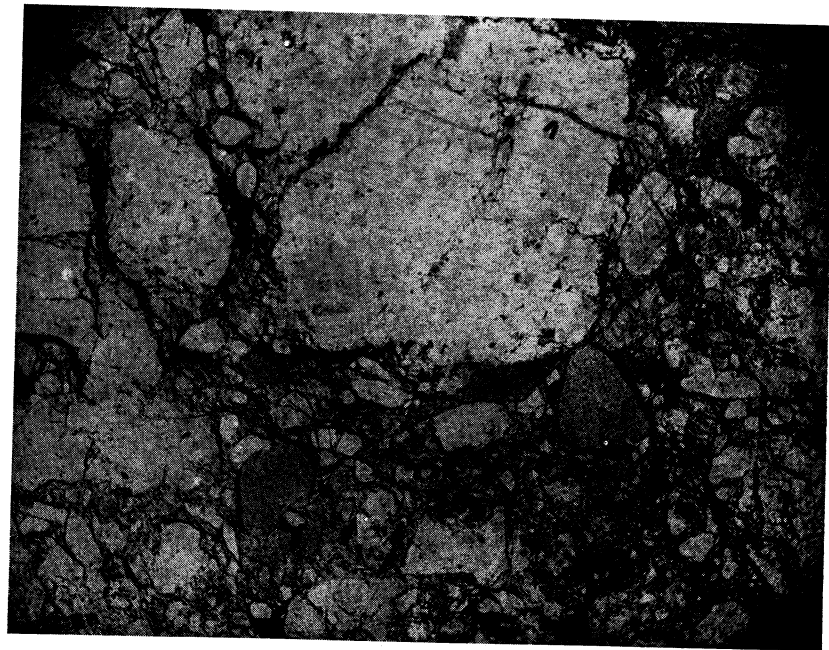
Таблица XXVII



Зеркало сброса и штрихи скольжения. Норвегия, грабен Осло  
(фото Г. Клосса)



Таблица XXVIII

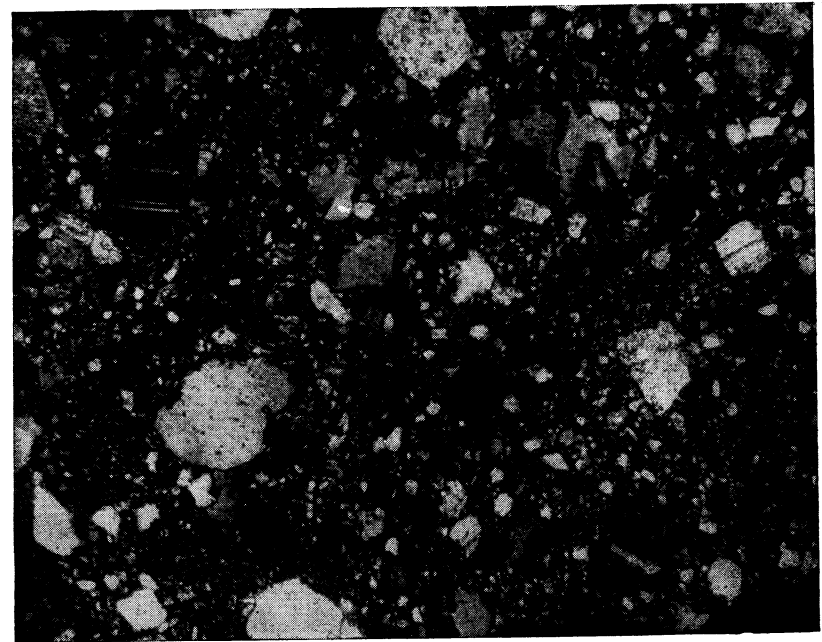


Брекчии различного происхождения. 1. Микрофотография тектонических брекчий из зоны взбросо-надвига по р. Кион-дон, северная Осетия,  $\times 20$ . 2. Микрофотография базальной осадочной брекчии вулканогенной юрской толщи по р. Ардон, северная Осетия,  $\times 20$

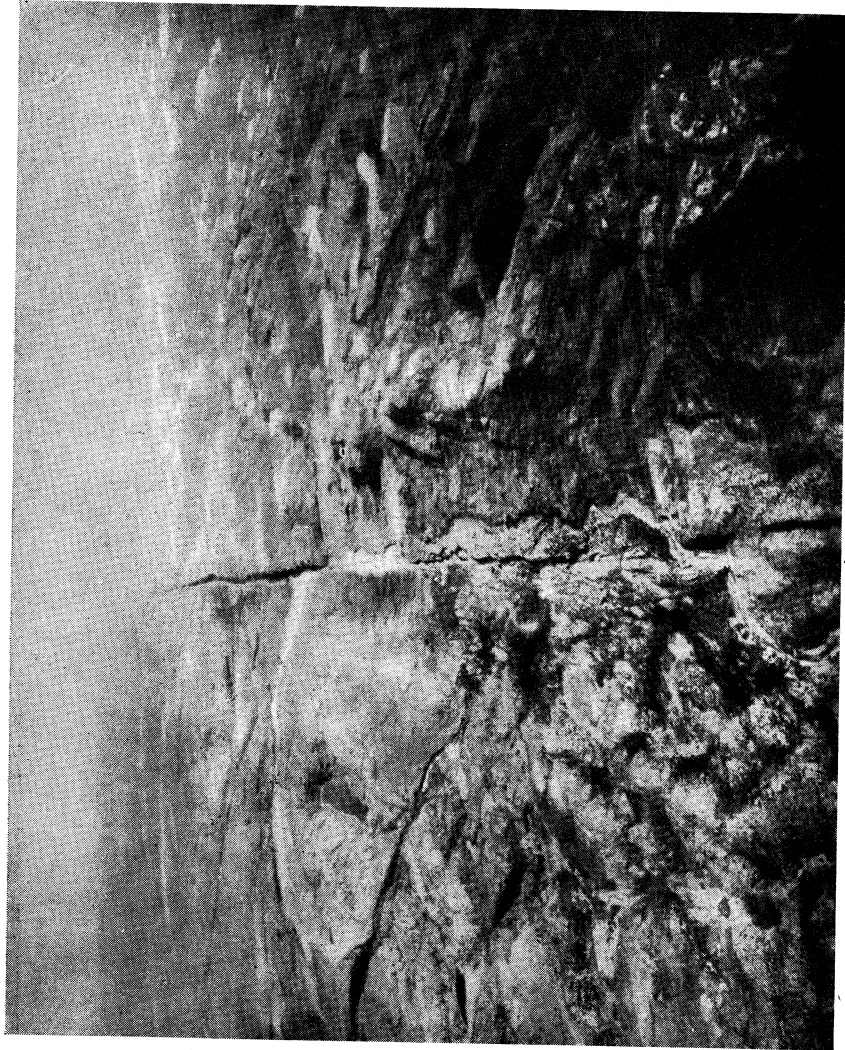
Таблица XXIX



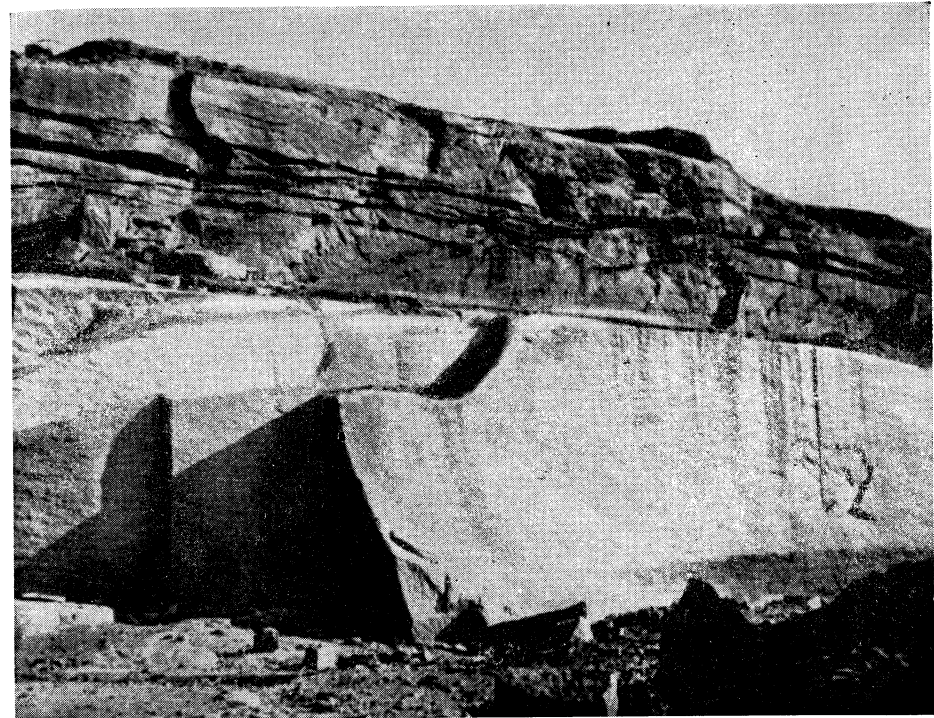
1. Катаклазированные граниты. Урал,  $\times 20$ , николи +



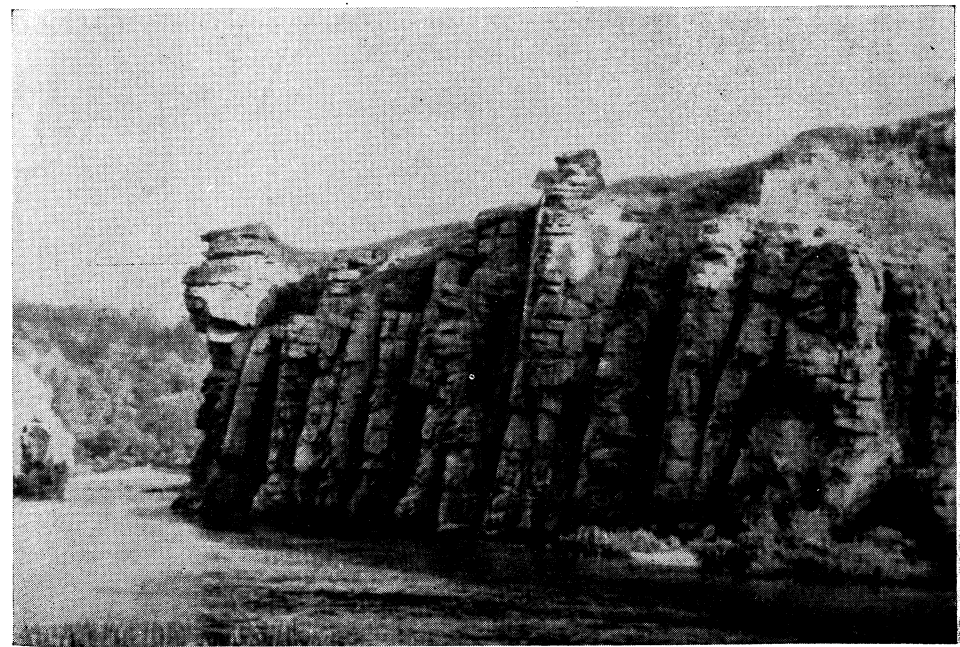
2. Милонитизированные граниты. Северная Осетия, р. Ардон, Фаскауская складка,  $\times 76$ , николи +



Один из региональных сбросо-сдвигов в древних кристаллических породах Канадского щита (по А. Джозифу)

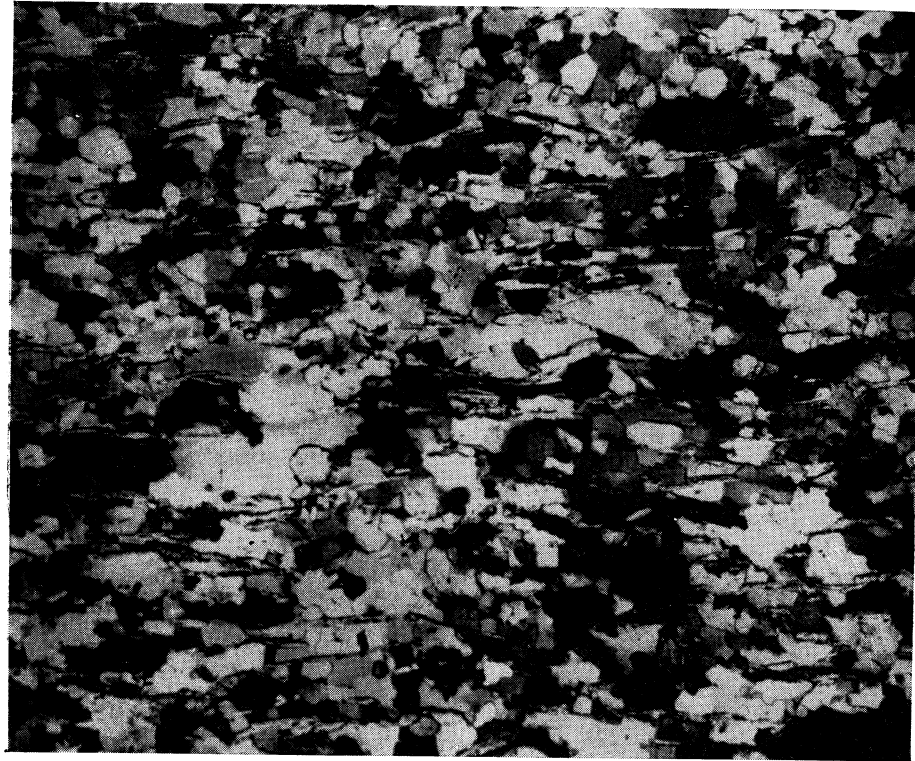


1. Пологие, пластовые трещины в гранитах Украинского массива (фото Б. П. Беликова)



2. Системы продольных и пологих пластовых трещин в гранитах Украинского массива (по Б. П. Беликсу)

Таблица XXXII



Тектонит (кварцево-хлорито-серцитовый сланец). Северный Урал, р-н Ревды (микрофото В. Никитина)

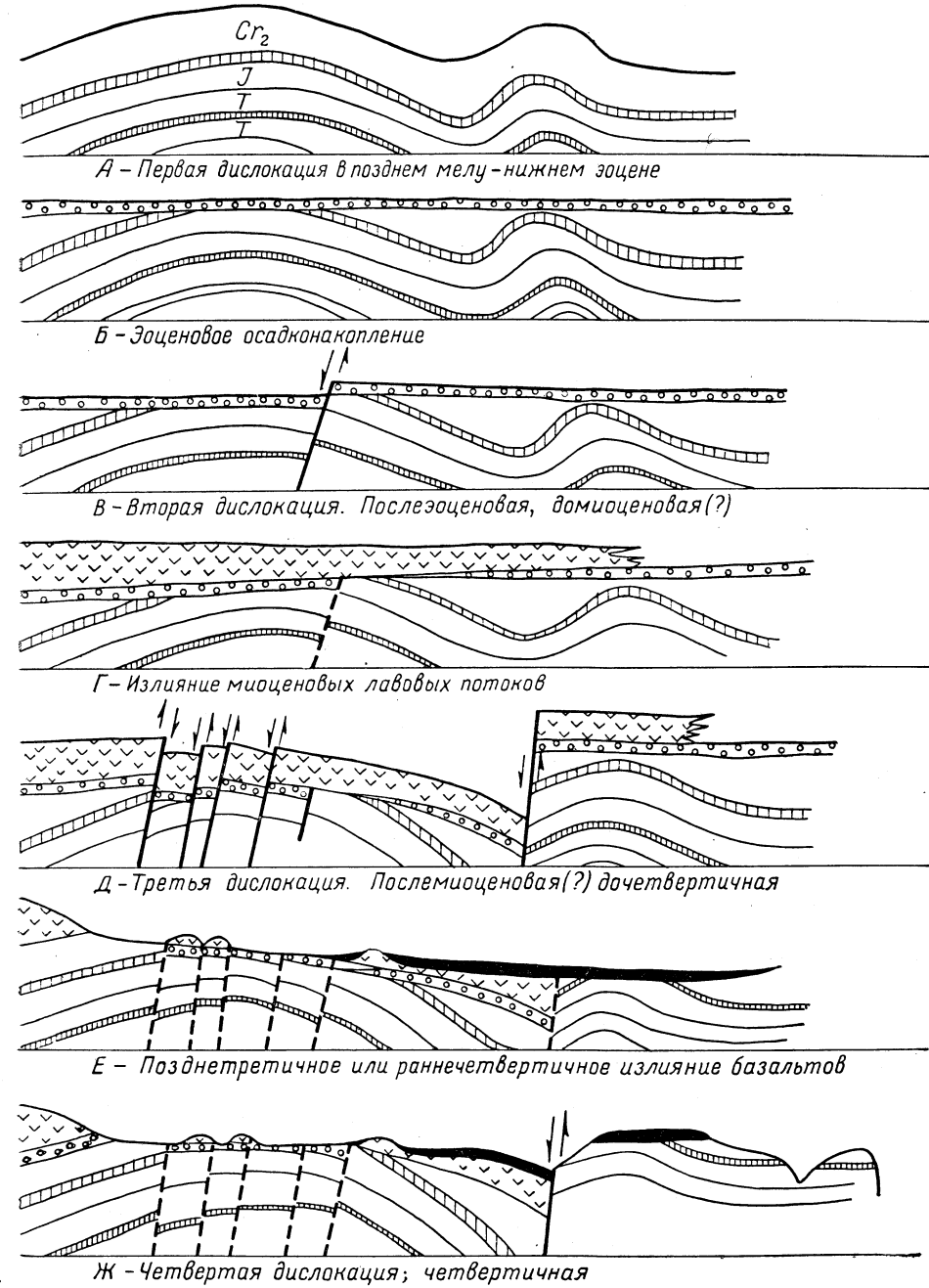


Рис. VII-40. История формирования системы нормальных сбросов (по Л. С. Гарднеру)

Изображенная на рис. VII-40 в диаграммах история формирования одного из таких нормальных (почти вертикальных) сбросов, достаточно хорошо документированная (Гарднер, 1941), дает представление об основных особенностях развития подобных структур. После складкообразования в позднем мелу или раннем эоцене, в домиоценовое время заложилась, повидимому, главные линии разрывов, но с ничтожными смещениями. Только после излияний в миоцене (?) порфириновых латитовых лав, образовавших покровы около 1000 м мощностью, произошли главные смещения по системе нормальных сбросов, причем немаловажным обстоятельством является загибание слоев в опускающемся блоке в низ, что может быть приписано только активному пластическому течению пород вниз, параллельно поверхности сбрасывателя. Так как такое загибание слоев вниз характерно не только для рассматриваемого сброса, но и для многочисленных аналогичных сбросов в обширном районе, можно утверждать, что это явление закономерно и, видимо, может быть приписано только отсутствию поддержки на глубине в связи с массовыми излияниями лав. Движения по той же системе сбросов возобновились в четвертичное время, после излияний базальтовых лав. Опять и в этот период произошло загибание вниз слоев в висячем боку сброса. Общая амплитуда смещения по главному сбросу составляет от 500 до 3000 м. Важно подчеркнуть многократное возобновление тектонических движений по этому сбросу, прослеживаемому более чем на 150 км по простиранию.

**Трещины растяжения.** Громадное большинство магматических дайковых и часть больших жильных тел располагаются в трещинах растяжения, т. е. в трещинах разверзавшихся, в связи с чем они были заполнены магматическими или жильными продуктами.

По своему первоначальному происхождению трещины растяжения могут быть как трещинами скалывания, так и трещинами отрыва. Существует неправильное представление, что все широко разверзавшиеся трещины, вмещающие в связи с этим дайки и мощные жилы, являются трещинами отрыва. Повидимому, только сравнительно небольшая часть трещин растяжения является трещинами отрыва. Очень большое количество трещин растяжения было заложено первоначально в качестве трещин скалывания с ничтожными или со значительными амплитудами перемещений вдоль поверхности трещин. Только позднее, в этап господства растяжения на некотором участке, такие трещины разверзались, становясь типичными трещинами растяжения, причем на этом этапе в большинстве случаев уже не происходило перемещений вдоль трещин и движение было ориентировано только в направлении, приблизительно поперечном относительно трещины.

Доказательства в пользу именно таких представлений о происхождении трещин, вмещающих многочисленные системы дайковых тел и некоторые мощные жильные тела, мы находим в большинстве геологически изученных районов. Например, в Кузнецком Алатау, в районе Саралы, по В. А. Обручеву, среди кремнистых и глинистых сланцев и туфопесчаников протерозойского возраста широко развита система даек протеробаза последовонского возраста, имеющих изменчивую мощность от 0,1 до 30 м.

Некоторые дайки достигают мощности 100 м. Детальными геологическими исследованиями (Маршалов, 1922) установлено, что в большинстве случаев трещины, вмещающие протеробазы, разверзались без заметного смещения в плоскости трещины. Это видно из характера смещений, которые претерпевают более древние кварцевые жилы; пересекаемые дайками протеробазов (рис. VII-41). Как можно видеть, отрезки

кварцевых жил перемещены в направлении, совпадающем с перпендикуляром к стенкам трещин вмещающих дайки. Таким образом, доказываемся, что разверзание трещин вызвано только растягивающими силами. Важно подчеркнуть, что на довольно большой площади описываемого района, измеряемой многими десятками квадратных километров, развито такое большое количество протеробазовых даек, что они занимают от 10 до 15% всей площади участка, а в местах ступенчатости даек до 60% площади. Иными словами, растяжение земной коры в данном месте составляло несколько километров. Примечательно, что это значительное растяжение не вызвало существенных тектонических движений отрицательного знака в описываемом районе.

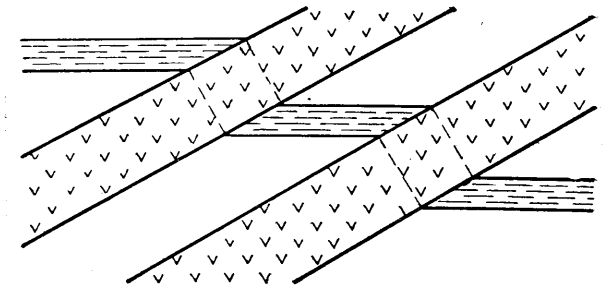


Рис. VII-41. Смещение кварцевых жил дайками протеробазов в Саралинском районе Западной Сибири

Встречаются системы трещин, заполненные дайками магматических пород и ориентированные параллельно и поперечно простиранию главных складчатых структур. Примеры продольного расположения: Кавказ, Кураминский хребет в западном Тянь-Шане, многие районы Канады (Сб. Структурная геология Канадских м-ний, 1948, стр. 170—172, 270). Поперечное расположение в Пьемонте в Аппалачах, в Седбери (тот же сборник, стр. 595, 607).

## РАСПОЗНАВАНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Распознавание и изучение разрывных нарушений в поле часто представляют трудную задачу. Очень распространены три ошибки, допускаемые в процессе построения на геологических картах разрывных нарушений.

Первая ошибка — принятие существования разрывного нарушения по косвенным соображениям, на том основании, что между соседними участками изучаемой площади наблюдаются резкие различия в геологическом строении или выпадение отдельных свит из разреза. Часто эти явления действительно вызываются перемещениями по разрывным нарушениям, но отнюдь нередко более детальное изучение приводит к совершенно иным объяснениям наблюдаемых несоответствий, и построенное на основании косвенных соображений нарушение оказывается несуществующим.

Например, на Северном Кавказе, в бассейне р. Ардон, в одном из боковых ущелий можно наблюдать резкое различие в составе стратиграфических колонок юрских отложений, перекрывающих древние граниты в северном и южном бортах ущелья (рис. VII-42 а). На севере в основании колонки залегает мощная эффузивная толща и выше — песчано-сланцевые отложения. На юге обнажаются только сланцы. Расстояние

между одним и другим разрезом меньше километра. Эти различия вызвали представления об опускании южного блока вдоль крупного сброса, в связи с чем мощная эффузивная толща и песчаники оказались опущенными вниз. Возраст сброса принимался более молодым, чем самая верхняя свита глинистых сланцев (рис. VII-42 б). Последующие, более детальные геологические исследования установили, что свита глинистых сланцев в южной части участка залегает на древних гранитах совершенно нормально, через базальный слой, в составе которого были встречены маломощные конгломераты и обломки эффузивной толщи. Таким образом, не оказалось никакого молодого сброса на южном склоне ущелья, между глинистыми сланцами, с одной стороны, и древними гранитами, с другой стороны.

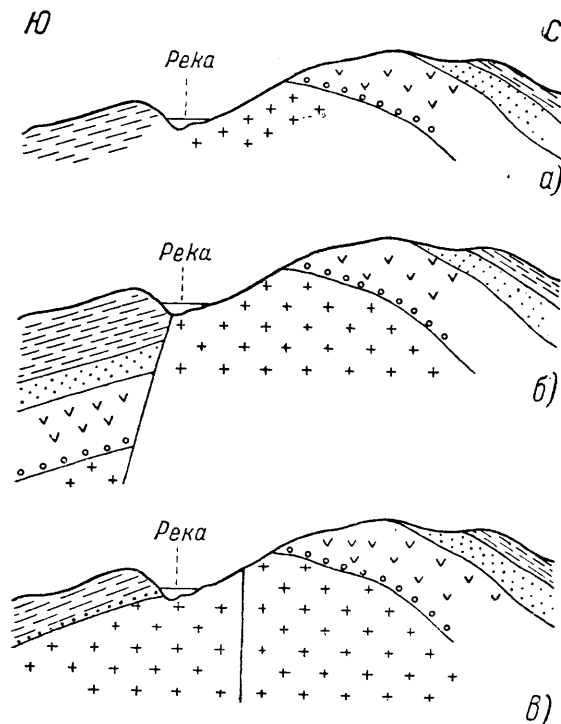


Рис. VII-42. Профиль через антиклиналь, нарушенную разрывом. Бассейн р. Ардона на Северном Кавказе

а) фактические данные по материалам предварительных исследований; б) гипотетические представления; в) действительное строение антиклинали, по данным детальных исследований

Почти северного, мощная эффузивная толща размыта и последующее отложение песчано-глинистой свиты происходило по-разному на юге и на севере. На севере на сохранившихся от размыва мощных эффузивах отложились песчаники и затем глинистые сланцы; на юге песчано-сланцевая толща отлагалась прямо на гранитах, причем на южных участках в период накопления осадочной толщи глубина морского бассейна была, по видимому, больше; в составе осадков преобладают глинистые образования, тогда как севернее в нижних частях свит имеются довольно мощные песчаники. Аналогичных примеров, в которых не подтверждается существование сбросовых нарушений, предполагавшихся на основании косвенных соображений, очень много.

Чтобы обезопасить себя от построения несуществующих сбросов, надвигов и тому подобных структур, наиболее правильно во всех возможных случаях разыскивать прямые указания на существование или отсутствие разрывных нарушений. Такие прямые указания дают трещины, плоскости или зоны нарушения и изучение их морфологии. До тех же пор, пока путем детального осмотра естественных обнажений или спе-

циально проведенных расчисток и выработок существование нарушения морфологически не доказано, почти всегда возможны сомнения в правдивости косвенных предположений о существовании тектонического разрыва.

Вторая ошибка, также очень распространенная, заключается в том, что установив по тем или иным признакам существование нарушения, упускают необходимость проверки своих представлений о характере, амплитуде и направлении перемещений по разрыву путем реконструкции первоначального расположения пород, до образования нарушения. Между тем такая реконструкция является совершенно обязательной, потому что, производя ее, мы подвергаем глубокой проверке свои представления о природе нарушения и о тектоническом строении изучаемого участка. Ведь даже тогда, когда факт нарушения установлен, возможны самые различные толкования характера этого нарушения и направления смещений по нему.

Если реконструкция не удается и попытка мысленно представить себе расположение пород до нарушения их разрывами приводит к маловероятным или даже абсурдным результатам, приходится искать другие представления, выдерживающие проверку методом реконструкции.

Третья ошибка заключается в том, что при реконструкции первоначальных взаимоотношений между породами одного и другого тектонических блоков, разделенных тектоническим нарушением, обычно забывают чрезвычайно важное обстоятельство — изменчивость амплитуды, а в ряде случаев даже направления перемещений по поверхности нарушения. Определив в одном, двух местах направление и амплитуду смещения по сбросу, пытаются распространить эти представления на другие участки сброса по простиранию или по падению. Между тем такое распространение далеко не всегда возможно. Сбросы (взбросы, нормальные сбросы, сдвиги, надвиги) в связи с пластичностью пород, в которых они образуются, обладают весьма большой изменчивостью амплитуды смещения как по простиранию, так и по падению. Например, хорошо изученный горными выработками Садонский сброс с протяжением по простиранию около 3 км в средней части имеет амплитуду смещения около 400 м, а всего лишь в расстоянии 1 км к северу и к югу от средней части амплитуда смещения по этому же сбросу составляет всего лишь 20—80 м, т. е. уменьшается в 5—20 раз. Амплитуда смещения по сбросу быстро уменьшается на его крыльях или по падению, и сам сброс затухает.

Мало того, по некоторым сбросам можно наблюдать изменение направления смещения, и в таких случаях тектонические блоки, опускающиеся в одних местах, в других местах вдоль одного и того же сброса, поднимаются, образуя так называемые шарнирные сбросы (рис. VII-43). Стоит только при анализе сбросовой тектоники забыть об этих чрезвычайно важных особенностях движений по разрывам, как появляются самые фантастические схемы, искажающие реальные взаимоотношения в действительной картине смещений и тектоническом строении изучаемого участка.

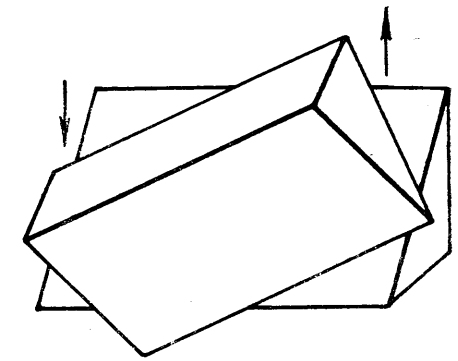


Рис. VII-43. Схема шарнирного сброса

В процессе полевого изучения разрывной тектоники исследователь должен разрешить три главные задачи — разыскать нарушение, определить направление смещения и амплитуду смещения по нему. Одновременно определяется генетический тип нарушения.

#### ОБНАРУЖЕНИЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА МЕСТНОСТИ И КАРТЕ

Наводящим признаком возможного наличия разрывов является резкое различие в геологическом строении или составе пород, наблюдаемое между двумя определенными участками. Но, как мы уже отмечали, этот признак обычно совершенно недостаточен для надежных заключений. Установление разрывов только начинается с выделения участков резкой смены пород или структур, после чего обязательно должны следовать соответствующие доказательства, которые можно сгруппировать следующим образом.

**Непосредственные выходы нарушения**, прослеживаемые в обнажениях или вскрываемые искусственно при помощи выработок. Породы в полосе разрыва могут быть брекчированы, рассланцеваны или перемяты. Полосы осветленных, измененных пород также иногда могут быть приурочены к разрывам. Все эти признаки не являются вполне надежными, потому что трещины без существенных смещений могут иметь такой же характер. Но если установлено, что именно трещина или полоса измененных пород служит поверхностью смены состава пород, развитых по одну и другую сторону или что слои пород или жильные тела упираются в трещины (или зону) и дальше не продолжают, можно почти с полной уверенностью считать такую пограничную поверхность разрывом. Мы говорим — почти, потому что известны случаи, когда трещина или зона рассланцеванных пород служит поверхностью раздела, в которую упираются магматические тела или рудные линзы, но тем не менее по этой трещине (зоне рассланцевания) никаких существенных перемещений не происходило. Л. И. Лукин (1947) описал подобный случай на одном рудном месторождении, тела которого, судя по форме, были ограничены сбросами (рис. VII-44). Отсюда вытекал важный вывод о необходимости поисков сброшенных, перемещенных частей тел. Произведенные поиски, однако, не принесли успеха и при более тщательном изучении было установлено, что трещины и зонки рассланцевания служили естественными границами (барьерами), через которые не проникал процесс метасоматического замещения пород рудными минералами. Никаких существенных сбросов послерудного возраста на месторождении не оказалось.

Следовательно, для полной уверенности в существовании разрыва с перемещением иногда бывает необходимо отыскать сброшенные, перемещенные тела или слои, если последние имеют метасоматическое или магматическое происхождение. До тех пор пока хотя бы одно перемещенное тело не найдено, трудно решить, с каким нарушением мы имеем дело.

**Брекчии.** Мы выделяем в специальный раздел вопрос об изучении брекчий на предполагаемых выходах нарушения потому, что именно брекчии часто доставляют нам важнейшие сведения. Как известно, брекчиями называются породы, составленные сцементированными, угловатыми обломками. Термин «брекчия» не имеет генетического смысла, потому что брекчии имеют самое разнообразное происхождение (Нортон, 1917). При изучении брекчий необходимо обладать представлениями

о разнообразных способах образования брекчий, чтобы избежать ошибок при определении значения брекчиевых текстур.

А. Тектонические брекчии представляют образования, непосредственно связанные с деформацией горных пород под влиянием тектонических усилий или силы тяжести.

Важнейший диагностический признак, позволяющий отличить тектонические брекчии от брекчий осадочного происхождения, — секущее положение брекчии по отношению к поверхности наложения осадочных пород. Другие отличительные особенности менее надежны, но по совокупности многих фактов могут оказаться полезными для принятия определенного решения. Обломки тектонических брекчий обычно более угловаты, чем обломки осадочных брекчий (табл. XXVIII, 1). В таблице приведены две микрофотографии брекчий, образовавшихся за счет пород

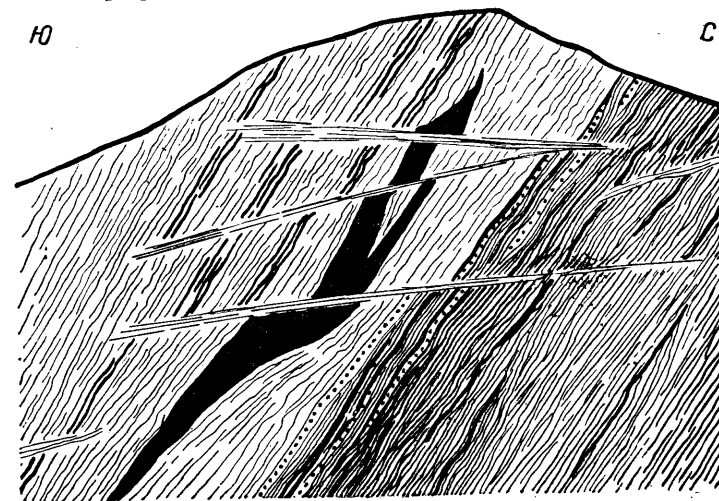


Рис. VII-44. Схематический профиль через сульфидное тело, залегающее среди метаморфических сланцев и ограниченное доминерализационными тектоническими швами

гранитного состава. Первая микрофотография — тектонической брекчии гранита, взятой из зоны надвига гранитов на юрские осадочные породы. Вторая микрофотография — осадочная брекчия тех же гранитов, кристаллических сланцев и кератофилов, взятая из базального слоя юрских осадочных пород в том же районе (табл. XXVIII, 2). Встречаются исключения. С одной стороны, обломки тектонических брекчий при определенных условиях приобретают совершенно округлую форму вследствие трения во время тектонических перемещений. Хорошо окатанные тектонические «гальки» встречены в ряде разломов на юго-западном Алтае. С другой стороны, обломки осадочных брекчий также иногда могут иметь угловатые формы при перекрывании угловатой щебенки склонов горных возвышенностей осадочным материалом при быстром погружении под уровень моря. Такие ископаемые щебнистые осыпи карбонатных пород, сцементированные карбонатным материалом, известны в ряде областей западного Тянь-Шаня.

Среди тектонических брекчий и брекчий гравитационного обрушения можно выделить шесть типов:

1. Тектонические брекчии, образующиеся вдоль разрывов типа взбросов и надвигов. В этих брекчиях цемент составлен из того же материала, из которого сложены обломки. Материал цемента перетерт в тончайший

порошок в связи с тектоническим истиранием, т. е. превращен в м и л о н и т (табл. ХХІХ). Образование брекчий этого типа обычно происходит в условиях сильного сжатия, которые и позднее не сменяются растяжением по причине неблагоприятной ориентировки пологих разрывов типа надвигов, остающихся сжатыми за счет нагрузки вышележащих пород. Поэтому циркуляция растворов и отложение новообразованных минералов в зонах таких брекчий представляет сравнительно редкое исключение. Обычно посторонних, привнесенных веществ в милонитовом цементе нет.

2. Тектонические брекчии, образующиеся вдоль разрывов типа нормальных сбросов и трещин растяжения. Характерна для таких брекчий цементация обломков различными минералами, выпадающими из растворов, циркулировавших вдоль разломов.

Нужно подчеркнуть, что сам по себе характер брекчии (с милонитовым цементом или с цементом новообразовавшихся гидатогенных минералов) не дает еще оснований рассматривать нарушение как взбросо-надвиговое или нормальный сброс. Имеется ряд дополнительных факторов, изменяющих характер брекчии. Среди этих факторов не последнее значение имеет глубина формирования тектонического нарушения. Так, например, в подошва эрозионных надвигов на северо-восточных склонах Каратау, описанных выше, развиты пористые угловатые брекчии, близкие ко второму типу в связи с очень малой глубиной, на которой происходило надвигание. Наоборот, во многих нормальных сбросах можно рассчитывать встретить брекчии с милонитовым цементом.

3. Тектонические брекчии раздробления при складкообразовании часто представляют мощные зоны, поля брекчированных пород, не связанные определенно с какими-либо линиями разломов. Их образование часто связано с дроблением сравнительно хрупких пород, преимущественно карбонатных, при формировании складок на очень малых глубинах (Каратау, Талдыбулакские складки и Коксуйский хребет в бассейне р. Чаткал).

4. Брекчии обрушения, связанные с гидротермальным выщелачиванием или в полях развития известняков, с уменьшением объема при эпигенетической гидротермальной доломитизации.

5. Брекчии газовых прорывов в трубках и жерловинах вулканического происхождения.

6. Брекчии обрушения, связанные с карстовыми и с окислительными, супергенными процессами.

Б. Осадочные брекчии распространены довольно широко вдоль поверхностей перерывов отложения осадков. Важнейшими критериями распознавания является приуроченность их к определенному стратиграфическому горизонту (тектонические брекчии при дисгармоничной складчатости имеют такое же положение), наличие ископаемой коры выветривания на породах, подстилающих осадочные брекчии.

В. Вулканические брекчии весьма разнообразны по составу и строению. Среди них различают:

1. Агломераты и туфобрекчии, представляющие грубообломочный пирокластический материал, сцементированный обычно более тонким материалом — вулканическим пеплом.

2. Бомбовые и лапиллиевые аггломераты представляют шаровые и другой формы вулканические бомбы и лапилли, сцементированные вулканическим пеплом или туфовым материалом.

3. Лавобрекчии (брекчии течения), составленные угловатыми обломками корок лавовых потоков, захваченных и сцементированных лавой.

4. Брекчии захвата — угловатые обломки пород кровли, сцементированные внедряющейся магмой.

Лучшими диагностическими критериями для отличия вулканических брекчий от тектонических брекчий являются петрографический состав, залегание, согласное с залеганием вмещающей толщи (с учетом возможного существования ископаемого расчлененного рельефа), и отсутствие явлений катаклаза, начального дробления единых по составу обломков, столь частое в тектонических брекчиях.

**Геоморфологическое выражение разрывных нарушений на местности.** Сбросы секущего типа, равно как и мощные зоны рассланцевания, очень часто более или менее хорошо выражены в рельефе земной поверхности (табл. ХХХ). У сбросов, «живущих» в современную эпоху (такие сбросы встречаются часто в горных областях), отражение в рельефе прямо зависит от направления перемещения вдоль сбросовой поверхности. Замечательно эффектны взаимоотношения горных цепей и депрессий (долин, предгорных равнин) в Тяньшанетипных горах, обычно разделенных взбросо-надвигами.

Еще более отчетливо отражаются в современном рельефе плоскости нормальных сбросов (Мансфильд, 1929), образующие характерные треугольные поверхности на склонах.

Однако, когда приходится иметь дело с древними сбросами, движения по которым давно не возобновлялись, непосредственной связи между характером перемещения по сбросу и формами рельефа обычно нет. Денудационные процессы разрушают приподнятые глыбы, а депрессии на месте опустившейся глыбы заполняются осадками, в том числе продуктами разрушения поднятой глыбы. Поэтому наблюдаемые нами в современную эпоху соотношения между формами рельефа и древними сбросами определяются не направлением перемещения по разрывам, а относительной устойчивостью при разрушении пород, развитых в одном и другом блоках, которые разделены сбросом.

Породы в самой зоне разрыва и в непосредственном соседстве обычно бывают в большей или меньшей мере раздроблены, легче подвергаются разрушению, в связи с чем очень часто сброс оказывается выраженным в рельефе впадинами или седловинками. В некоторых случаях сбросовые зоны, особенно крутопадающие, используются реками, прорывающими вдоль них долины, ущелья. Таким, например, является ущелье р. Черка правого на Северном Кавказе с совершенно различным геологическим строением одного и другого борта и доказанными признаками значительного смещения (Кузнецов И. Г., 1951).

**Обнаружение нарушений и крупных трещин по растительному покрову.** В ряде областей выходы нарушений и крупных трещин под почвенный покров склонов гор хорошо отмечаются характерной растительностью. Среди мелкосопочника Центрального Казахстана и юго-западного Алтая, покрытого травяным покровом, во второй половине лета отчетливо выделяются темные полосы, сложенные менее выгоревшей растительностью. Это травы, корни которых проникают более глубоко в рыхлый почвенный слой над раздробленными породами нарушений и крупными трещинами и, таким образом, не так быстро выгорают. В Каратау растение джусан (джигиль) из семейства зонтичных особенно охотно селится в зонах дробленых пород сбросовых трещин. По этому крупному растению, хорошо выделяющемуся на фоне низкорослого травяного покрова склонов гор, часто удается проследить трещины сбросов.

**Дешифрирование разрывных нарушений на аэрофотоснимках.** Трещины сбросов и других нарушений, а также системы крупных безамплитудных трещин, легко пропускаемые при наземном картировании, могут оказаться хорошо выраженными на аэрофотоснимках. Цепочки мало приметных глазу впадин, несколько иной цвет растительного покрова,

незаметный наблюдателю с высоты человеческого роста или с лошади, отлично находят выражение на аэрофотоснимках. Кроме того, сама возможность обозреть на снимке сразу значительное количество линейно вытянутых структур или полос разной окраски в ряде случаев дает возможность геологу разобраться во взаимоотношениях многих систем трещин и разрывов, что нельзя было бы выполнить на основании единичных замеров в естественных обнажениях. Конечно, полосы разной окраски на аэрофотоснимках могут иметь различное происхождение, поэтому изучение аэрофотоснимков обязательно следует корректировать наземными наблюдениями. Наилучшие масштабы аэрофотосъемок для создания структурно-тектонических карт составляют от 1:10 000 до 1:17 000. Более мелкие масштабы мало пригодны (Груза, 1946).

**Распознавание надвигов молодых пород на древние.** Трудным случаем при изучении разрывов являются надвиги молодых пород на древние, особенно при приблизительно параллельном залегании молодых пород по отношению к поверхности надвига. При этом всегда возникает сомнение, имеем ли мы дело с надвигом тектонического происхождения со значительным смещением одного комплекса пород относительно другого или с несогласным стратиграфическим залеганием одних пород на другие. Еще сложнее становится разрешение вопроса, когда также и древние породы залегают почти параллельно поверхности надвига.

Не являются достаточными критериями местные исчезновения некоторых нижних горизонтов верхней толщи или, наоборот, верхних горизонтов толщ, лежащих ниже поверхности соприкосновения, потому что эти исчезновения могут быть вызваны неравномерным размывом и неравномерным осаднением. Следовательно, они могут быть связаны как с обычными явлениями осадкообразования и размыва, так и с явлениями тектонического надвигания.

Наличие брекчий и срывов вдоль поверхности соприкосновения двух свит также часто ни о чем не говорит, потому что при различиях в механических свойствах двух соприкасающихся толщ эти срывы и брекчии могут сопровождать стратиграфические контакты, вдоль которых не происходило никаких существенных перемещений типа надвигов (Ажигрей, 1947 б).

Важные данные для различения тектонического и стратиграфического контактов могут быть получены непосредственным осмотром их. Поэтому, даже при мелкомасштабных геологических съемках не следует жалеть времени и сил на вскрытие таких контактов искусственными обнажениями в том случае, если естественные обнажения недостаточны.

Если несогласие стратиграфическое, поверхность контакта может быть неровной с более или менее резкими углублениями и реже выступами более твердых, древних пород. Обломки более древней породы, заключенные среди ненарушенных, слоистых пород молодой свиты, т. е. определенно не являющихся брекчией, также являются важным признаком отсутствия надвига. Окатанность галек базальных конгломератов часто, но не всегда, позволяет отличать их от брекчий. Но надо помнить, что и тектонические обломки могут приобретать окатанность.

Поверхность древних пород может сохранять указания на явления выветривания, происшедшие в промежутки времени между отложением двух толщ, что служит надежным признаком нетектонического характера контакта.

**Подводные оползни и их отличия от тектонических нарушений.** В районах развития геосинклинальной и переходной к платформам складчатости в определенных стратиграфических горизонтах можно наблюдать грубые брекчии и явления местных несогласий между слоями пород тех

же горизонтов. Такие явления часто описывались как признаки региональных стратиграфических несогласий, а в других случаях — как признаки тектонических нарушений, шарриажей и надвигов. Более глубокое изучение грубых брекчий и местных несогласий, проведенное советскими геологами-нефтяниками на Кавказе (Брод и Успенская, 1937; Вассоевич и Коротков, 1935 и другие) дало возможность установить действительное происхождение этих образований, являющихся результатом подводных оползней морских осадков в эпоху их накопления на морском дне. Значительные уклоны морского дна в сочетании с тектоническими толчками (землетрясениями) вызвали те особые условия, в которых происходило отложение толщ, вмещающих грубые брекчии.

Например, в Дагестане ископаемые проявления подводных оползней распространены широко в породах палеогена, но имеют в большинстве случаев локальный характер. В районе купола Эльдама свита мергелей верхнефораминиферовых пород налегает на сильно деформированные сланцы, местами представляющие скопления отдельных, различно ориентированных глыб. Среди самих мергелей встречаются пачки сильно деформированных пород с включениями громадных глыб мелового известняка, сланцев и нижних фораминиферовых мергелей. Форма глыб веретенообразная, клиновидная, лезвиеобразная. Отдельные глыбы имеют в диаметре более метра. Часто наблюдается накатанная слоистость, глыбы дают скорлуповатую отдельность, на поверхности глыб есть зеркала скольжения. Смятые глыбовые прослои отделяются резким несогласием от подстилающих и перекрывающих слоев.

Необходимы особенно детальные исследования во всех случаях развития глыбовых брекчий, местных несогласий и смятия пород, чтобы не смешивать эти явления с признаками действительных надвигов, шарриажей и межформационных тектонических срывов.

#### Определение направления смещения по разрывным нарушениям

Главный и наиболее надежный способ определения направления и амплитуды перемещения по разрывному нарушению заключается в отыскании характерного маркирующего горизонта или иного геологического тела в одном и другом боку нарушения, разорванного и смещенного этим нарушением. Но, во-первых, часто нет достаточной уверенности, что в составе пород одного и другого бока нарушения принимает участие только один горизонт, считающийся маркирующим, или только одна жила. Во-вторых, что еще хуже, характерные горизонты и жилы могут отсутствовать совсем, и тогда решение вопроса о направлении смещения очень затрудняется.

Наиболее трудно определять направления и амплитуды перемещений по разрывам, проходящим среди однообразных пород, например, в больших телах гранитов или других интрузивных пород, или среди мощных однотонных толщ сланцев, песчаников, известняков, среди весьма разнообразных, но лишенных характерных маркирующих горизонтов толщ кристаллических и метаморфических сланцев и т. п. В таких случаях иногда оказывает помощь детальное изучение самих сместителей.

Штрихи на тектонических поверхностях (зеркала скольжения со штрихами) могут указать на возможное направление перемещения. Однако переоценивать значение штрихов ни в коем случае нельзя. Неоднократно приходилось наблюдать в одной и той же трещине разрывного нарушения несколько слоев раздробленного материала с пришлифован-



ными зеркалами скольжения, несущими штрихи с совершенно различной ориентировкой. На рис. VII-45 б показан штуф из тектонической трещины одного из закавказских медных месторождений. На зеркале хорошо видны штрихи. Но на этом же штуфе имеется и другая поверхность скольжения, небольшой участок которой обнажился в правом верхнем углу. Как можно видеть, на второй поверхности скольжения штрихи

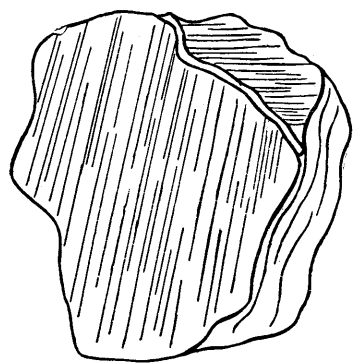
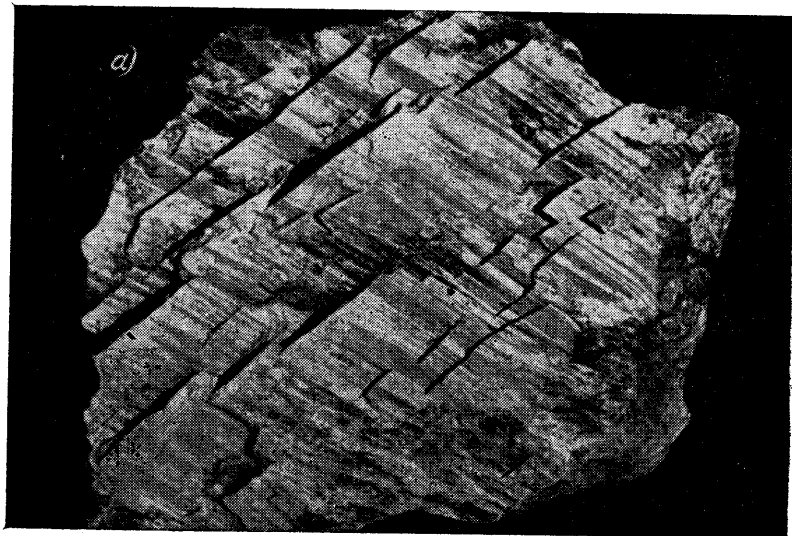


Рис. VII-45. Тектонические зеркала

а) выбоины на тектоническом зеркале. Коллекция УН МЗ МГУ; б) штрихи скольжения на тектоническом зеркале.

Наконец, некоторые ребристые поверхности, сопровождающие разрывные нарушения, ориентированы не вдоль направления смещения, а в перпендикулярном к нему положении, о чем подробнее сказано в IX главе.

На некоторых зеркалах скольжения можно наблюдать небольшие выбоины и ступенчатые уступы, ориентированные поперечно по отношению к штрихам (рис. VII-45 а). С одной стороны, такая выбоина плавно

ориентированы совсем иначе. Эти явления можно объяснить тем, что по одному и тому же разрывному нарушению в разное время могут происходить перемещения в различных направлениях, и в настоящее время мы наблюдаем только результирующее перемещение, не соответствующее действительным смещениям, имевшим место вдоль разрыва. Зачастую штрихи отражают только движения, происшедшее на последней стадии, тогда как штрихи, образованные во время предшествующих, иначе ориентированных движений, полностью или большей частью уничтожены более новым движением. Вот почему необходимо иметь весьма многочисленные наблюдения по ориентировке штрихов, чтобы делать выводы о вероятном направлении движения; по единичным же находкам ни о чем судить нельзя.

переходит в поверхность зеркала скольжения, с другой стороны, образует порожек. Поэтому, если проводить рукой в одном направлении, очевидно, совпадающем с направлением движения того блока, который должен бы находиться вместо руки наблюдателя, рука будет двигаться без затруднения, тогда как при обратном движении ступенчатые уступы и выбоины будут мешать. Конечно, и к данному случаю применимы все те оговорки, которые были сделаны при рассмотрении штрихов скольжения.

Загибание голов слоев, пересекаемых разрывным нарушением (рис. VII-46), служит довольно надежным указанием на направление перемещения. Но и в данном случае часто фиксируются только последние стадии движения.

Состав заполнения трещин разрывных нарушений и может дать указание на направление перемещения. На рис. VII-47

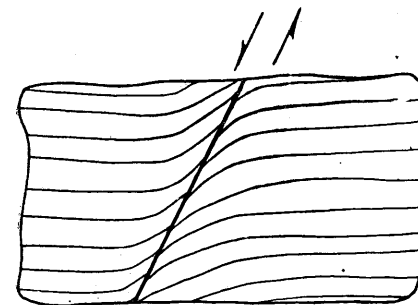


Рис. VII-46. Загибание голов слоев, пересеченных сбросом

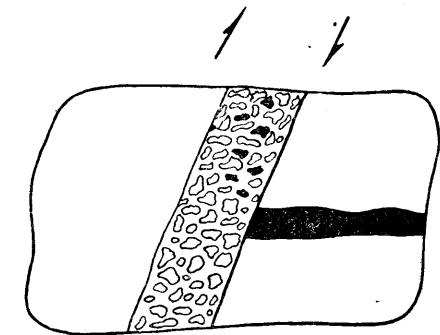


Рис. VII-47. Растаскивание рудного материала по трещине сброса

видно, как к тектонической брекчии обычных обломков пород, составляющих стенки нарушения, примешиваются обломки какой-либо очень характерной породы или руды; распределение последних достаточно надежно указывает на направление происшедшего перемещения, потому что в направлении, обратном перемещению, обломков в составе брекчии нет. Если вместо брекчии, характеризующейся сравнительно крупной величиной обломков, в тектонической трещине находятся милониты (более тонко раздробленный материал с обломками, видимыми только под микроскопом) или тектонические глинки, в этом случае путем более точных методов исследования (промывкой шлиха и изучением в иммерсии, химическими анализами) можно установить, в какую сторону перемещался материал характерной породы или руды и, таким образом, определить направление движений по нарушению.

#### Определение амплитуды смещения по нарушениям

Мы уже отмечали, что самым надежным признаком, дающим возможность определить амплитуду смещения по нарушению, является разорванный маркирующий горизонт, имеющийся в одном и другом блоках нарушения. Для того чтобы делать уверенные выводы, необходимо, чтобы маркирующий горизонт был составлен вполне характерными породами, не похожими на другие породы, развитые в районе нарушения, и чтобы имелась уверенность, что такой маркирующий горизонт единствен-

ный. Очевидно, такая уверенность может быть у исследователя только в том случае, если имеется хорошая детальная геологическая карта участка нарушения.

При определении амплитуды больших нарушений, типа шарриажей, покровов, почти невозможно рассчитывать на выделение маркирующих горизонтов и вместо этого иногда применяется сравнительный анализ фаций всего комплекса пород аллохтона и автохтона. Если фации резко различны, при обязательном условии, что установлена морфология нарушения как пологолежащего покрова во всем исследуемом районе и нет зоны, где бы наблюдалось увеличение угла наклона нарушения с превращением последнего во взброс, можно ставить вопрос о значительной амплитуде перемещения из области, где развит такой же фациальный комплекс пород, какой наблюдается в аллохтоне. Однако при малейших признаках существования устойчивой зоны крутых нарушений довод о значительной амплитуде перемещения в связи с различиями фаций в аллохтоне и автохтоне теряет всякую убедительность, ибо резкая смена фаций пород вдоль зон крутых нарушений может происходить на расстояниях, измеряемых первыми сотнями метров.

На ограниченных участках, например, на площади шахтных полей каменноугольных месторождений или на рудных месторождениях, определение амплитуды смещения по сравнительно небольшим сбросам, нарушающим пласты и жилы, превращается в решение геометрических задач.

В рудничной геологии и маркшейдерии уделяется очень большое внимание вопросам определения амплитуды смещения по сбросам. Правильное определение характера смещения имеет важное практическое значение. Всесторонний анализ В. И. Баумана (1932), П. М. Леонтовского (1906), М. А. Усова и его учеников (1933, 1940 б, 1940 в) положил основание классификации главных элементов сбросов и разработке формул для определения амплитуды смещения по сбросам.

#### Терминология морфологических элементов сбросов (по М. А. Усову и И. А. Молчанову с небольшими изменениями)

Сместитель — трещина (поверхность разрыва), по которой происходит перемещение. Термин нейтрален и в таком виде очень удобен.

Каждый сброс может быть охарактеризован тремя главными элементами: 1) перемещением крыльев сброса относительно друг друга, которое соответствует действительному движению в пространстве одного блока относительно другого, 2) смещением частей пласта или жилы, разорванных сбросом, и 3) скрещением сместителя с жилой или пластом, отражающим пространственные взаимоотношения этих двух плоскостей.

Перемещение ( $R$ ). Условно принимается, что подвижным крылом сброса является его висячий бок. Относительное перемещение висячего крыла сброса характеризуется вектором  $R$  (рис. VII-48 а), лежащим в плоскости сместителя.

Вектор  $R$  может быть разложен на две составляющие:  $\lambda = OL$  — характеризующую величину сдвигового движения (элемент сдвига) и  $h = ON$  — соответствующую наклонной высоте перемещения (элемент сброса). Этот последний в свою очередь может быть разложен на две составляющие:  $H = OP$  — вертикальную высоту перемещения и  $b = OK$  — ширину перемещения.

Обозначив через  $\gamma$  — угол между вектором и положительным направлением простирания сместителя<sup>1</sup>, получим следующую классификацию перемещений (табл. 6).

Таблица 6

Направление или квадрат	Угол $\gamma$	Элементы		Название сбросов
		сдвига $\lambda$	сброса $h$	
OA	0	+R	0	Положительный сдвиг
AOB	0—90	+R до 0	0 до +R	Положительный взбросо-сдвиг
OB	90	0	0 + R	Взброс
BOC	90—180	0 до -R	+R до 0	Отрицательный взбросо-сдвиг
OC	180	-R	0	Отрицательный сдвиг
COD	180—270	-R до 0	0 до -R	Отрицательный нормальный сбросо-сдвиг
OD	270	0	-R	Нормальный сброс
DOA	270—360	0 до +R	-R до 0	Положительный нормальный сбросо-сдвиг

Как видим, в классификацию введено понятие о положительном и отрицательном знаке нарушения, которое понадобится нам дальше (рис. VII-48 б). Движения вверх и направо (относительно наблюдателя, обращенного лицом по восстанию сместителя) считаются положительными, вниз и налево — отрицательными.

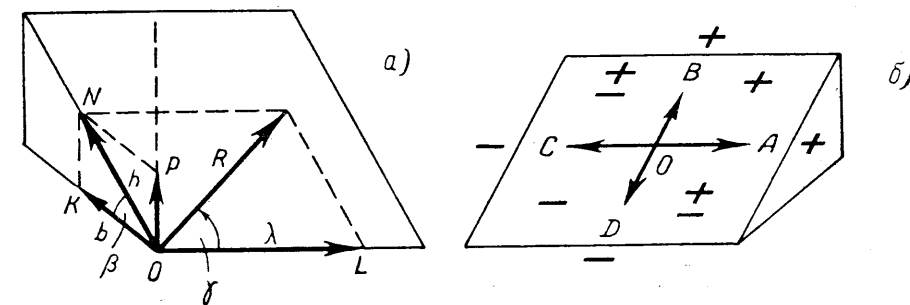


Рис. VII-48. Геометрия сбросов

а) элементы перемещения по сбросу; б) правило знаков перемещений

Скрещением характеризуется углом скрещения, т. е. двугранным углом, составленным плоскостью сместителя и плоскостью жилы. Наиболее практически важным элементом скрещения является угол встречи ( $\omega$ ) — угол, образуемый пересечением линий простирания пласта (жилы) и сместителя. За угол встречи принимается тот угол, относительно которого моменты стрелок, указывающих падение пласта (жилы) и сместителя, имеют противоположные знаки, т. е. стремятся повернуть обе плоскости в разные стороны (рис. VII-49 а).

<sup>1</sup> Положительным направлением простирания принято считать направление в сторону правой руки наблюдателя, лицо которого обращено вверх по восстанию поверхности сместителя.

Смещение по сбросу может определяться многими способами. Наиболее важными элементами смещения являются (рис. VII-49 б):

1. Нормальное смещение (отделение)  $N$ , т. е. расстояние между полуплоскостями жилы, измеренное в перпендикулярном к этим полуплоскостям направлении ( $N = OL$ ). Отделение может быть положительным и отрицательным, отмечая соответственно увеличение или уменьшение стратиграфической мощности разреза в данном сечении.

На рис. VII-49 б показан случай положительного отделения.

2. Вертикальное смещение ( $ЛС$ )  $= Z = \frac{N}{\cos \alpha}$ , где  $\alpha$  — угол падения пласта (жилы), т. е. вертикальное расстояние между полуплоскостями жилы. Эта величина представляет большой интерес для целей практики, так как определяет глубину вертикальной выработки, необходимой для подсечения смещенной части пласта (жилы).

3. Горизонтальное смещение (отход)

$$l = \frac{N}{\sin \alpha},$$

измеряемое вкост простираия пласта (жилы). Этот элемент смещения необходимо знать для определения длины квершлага, задаваемого с целью поисков смещенного крыла пласта (жилы).

Кроме этих важнейших элементов смещения, в практике поисков смещенных частей пластов (жил) иногда приходится определять следующие элементы:

4. Р а з м а х ( $ЛМ$ ) — величина, характеризующая максимальную глубину опускания сброшенной части тела.

5. П е р е к р ы т и е и з и я н и е ( $ТМ$ ) крыльев пласта (в случае взброса или надвига — перекрытие, как это изображено на рис. VII-1, в случае нормального сброса — зияние (рис. VII-2). Эта величина характеризует увеличение или сокращение рабочей площади (в плане) данного тела.

6. Смещение по простираию сместителя

$$\Phi = \frac{l}{\sin \omega} = \frac{H}{\sin \alpha \cdot \sin \omega} = \mathcal{E}У.$$

7. Пересброс, или сдвигание ( $ПУ$ ), — смещение сопряженных в горизонтальном сечении точек разорванного пласта (жилы) по простираию свиты (жилы) соответственно с перехлестыванием или расхождением крыльев пласта, находящим свое выражение в увеличении или сокращении длины вскрытого рабочего поля.

Вычисление амплитуды смещения по сбросу. Соотношения между главными элементами сброса на основании простейших тригонометрических зависимостей выражаются следующим образом (рис. VII-48 а, 49 б):

$$l = H(\operatorname{ctg} \alpha + \operatorname{ctg} \beta \cos \omega) \pm \lambda \sin \omega, \quad (1)$$

где  $\beta$  — угол падения сместителя.

В этой формуле  $H$  и  $\lambda$  являются неизвестными величинами и могут быть определены в том случае, если удастся составить два уравнения с известными величинами  $l$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\omega$ <sup>1</sup>.

Такая возможность имеется в руках исследователя, когда в натуре можно наблюдать смещение вдоль сброса двух различно-ориентированных в пространстве, разорванных сбросом пластов или жил (рис. VII-50а).

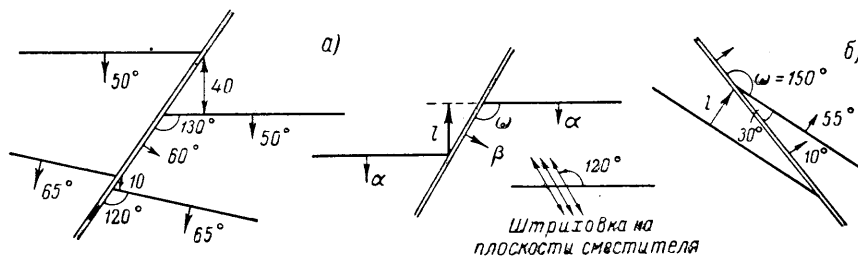


Рис. VII-50. Определение элементов сброса

а) по двум смещенным телам; б) по одному смещенному телу и штриховке на зеркалах скольжения

Определив  $H$  и  $\lambda$  и используя зависимости:

$$h = \frac{H}{\sin \beta}; \quad R = \sqrt{h^2 + \lambda^2}; \quad \gamma = \operatorname{arctg} \frac{h}{\lambda},$$

нетрудно найти искомые амплитуду  $R$  и направление  $\gamma$  перемещения (прямая задача).

Для решения обратной задачи, чтобы (по известным  $R$  и  $\gamma$ ) определить  $l$ , применяем формулу:

$$l = R(\operatorname{ctg} \alpha \cdot \sin \beta \cdot \sin \gamma + \cos \beta \cdot \cos \omega \cdot \sin \gamma \pm \cos \gamma \cdot \sin \omega) \quad (2)$$

Если для доступной наблюдению части сброса нет двух различно ориентированных пластов или жил, прямая задача сброса не может быть разрешена при помощи формулы (1). В таком случае иногда можно получить ответ, имея наблюдения над смещением одного пласта (жилы) и зная угол падения ( $\gamma$ ) штрихов на зеркалах скольжения по сбросу (рис. VII-50 б). Тогда по известным  $l$  и  $\gamma$ , пользуясь формулой (2), определяем  $R$ .

Однако выше уже было сказано, насколько осторожно надо пользоваться наблюдениями над штриховкой, которая может фиксировать только движение последнего момента. Поэтому второй вариант решения прямой задачи значительно менее надежен.

Важно также помнить, что вся рассмотренная классификация разрывных нарушений и формулы для определения главных элементов сбросов совершенно негодны в том случае, если сбросы являются шарнирными (рис. VII-43).

<sup>1</sup> Анализ формулы (1), равно как и приводимой ниже формулы (2), дает правило знаков: когда пласт падает в сторону положительных значений сдвига ( $\lambda$ ), последний член формулы имеет знак плюс; когда пласт падает в сторону отрицательных знаков сдвига, последний член берется со знаком минус (И. А. Молчанов, 1939).

В заключение опишем, по реферату М. Н. Барцевой, пример определения амплитуды смещения по сдвиговому нарушению, приведшего к открытию продолжения рудного месторождения в другом блоке нарушения. В описываемом районе (Кэмпбелл, 1947) развиты архейские породы вулканогенно-осадочного происхождения, прорванные гранитами архейского возраста (рис. VII-51). Среди вулканогенно-осадочных пород,

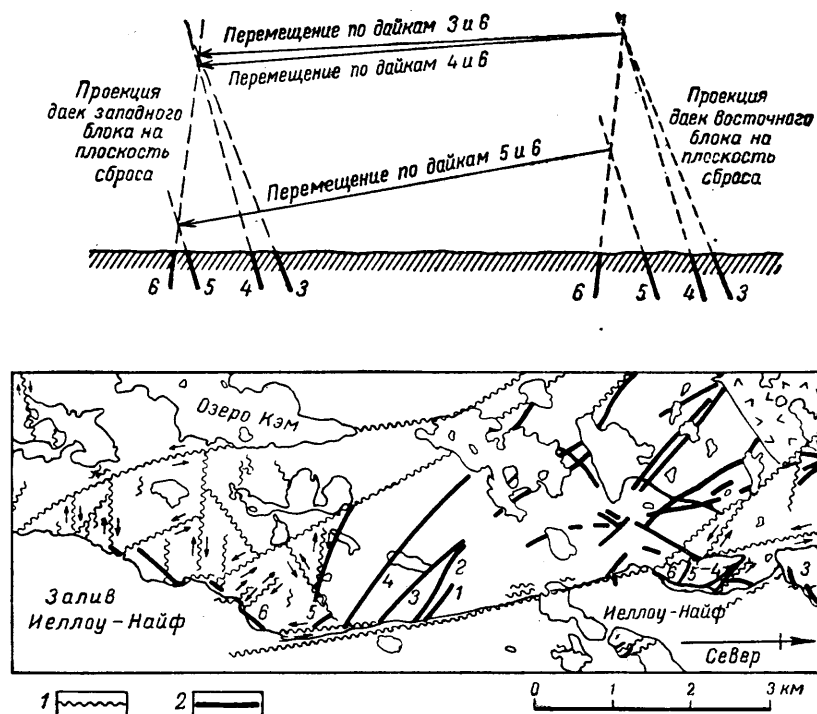


Рис. VII-51. Схема сбросов и даек рудного поля Иеллоу-найф (по Н. Кэмпбеллу)  
На профиле, совмещенном с плоскостью главного сброса, показано графическое определение перемещения по сбросу Западной бухты; 1 — сбросо-сдвиг; 2 — дайки

в сколовых зонах залегают рудные тела месторождений, которые пересекаются послерудными, вероятно, протерозойскими дайками диабазов. Наконец, все комплексы пород и рудная минерализация пересекаются большими разрывами сдвигового типа. Отсутствие надежных маркирующих горизонтов в вулканогенно-осадочной толще заставило исследователей использовать в качестве маркирующих тел дайки послерудных диабазов. Разрешался вопрос о направлении и амплитуде смещения по сдвигу Западной бухты в связи с тем, что сдвиг обрезает рудные тела месторождения Камерон. Было замечено, что в западном и восточном боках сдвига Западной бухты развита отчетливая система даек 3, 4, 5 и 6, на основании чего построен разрез в плоскости сдвига, на который спроектированы упомянутые четыре дайки западного и восточного блоков (рис. VII-51). На основании геологической карты и продольного профиля выяснена амплитуда горизонтального смещения около 5500 м и вертикального смещения около 500 м. Важно отметить, что верность расчетов амплитуды смещения была подтверждена поисковым бурением, которым в предсказанном месте обнаружена сдвинутая часть рудоносной зоны.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА

Магматические тела принимают большое, а во многих районах преобладающее участие в составе земной коры. По С. П. Соловьеву (1952), на территории СССР интрузивные магматические породы занимают площадь 1 059 000 км<sup>2</sup> (в том числе кислые интрузивные породы 1 004 300 км<sup>2</sup>), сибирские трапы развиты на площади 1 550 000 км<sup>2</sup> и эффузивные магматические породы занимают площадь около 1 000 000 км<sup>2</sup> (в том числе основные эффузивы 722 200 км<sup>2</sup>).

Изучением магматических тел до последнего времени занимались преимущественно петрографы, исследовавшие главным образом минералогический и химический состав пород, структурные взаимоотношения слагающих их минералов и контактовые изменения, сопровождающие магматические породы. Такое изучение бесспорно доставило ценнейшие исходные данные для решения многих важных вопросов геологии, но сейчас оно уже совершенно недостаточно даже при беглых, предварительных исследованиях.

Магмы проникают в верхние зоны земной коры в связи с тектоническими движениями, форма магматических тел, их состав и внутреннее строение в огромной степени и почти во всех случаях определяются тектоническими процессами. Активное действие самой магмы, связанное с процессами происходящими в магме, имеет существенно меньшее значение. Всякое магматическое тело является структурно-тектоническим элементом земной коры и занимает определенное место в истории ее формирования. Поэтому совместно с петрографией в изучении магматических тел в настоящее время участвует структурная геология, а ряд вопросов, определяющих возраст и геологическое положение магматических образований, исследуется геотектоникой.

Многие особенности формы, расположения в земной коре и генезиса магматических тел наиболее успешно изучаются методами структурной геологии, и мы начнем рассмотрение магматических тел с описания их главных морфологических типов. Последние только в некоторой мере имеют генетическое значение, потому что происхождение магматических тел примерно одинаковой формы может быть различным. Тем не менее обычная морфологическая классификация магматических тел, несомненно

полезна на первоначальных этапах изучения, когда для определения генезиса исследуемых тел не хватает данных. Позднее мы познакомимся с более сложными, генетическими классификациями магматических тел.

### ФОРМЫ ИНТРУЗИВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Все интрузивные магматические тела, кроме самых больших тел, обычно называемых батолитами, по признаку их структурных взаимоотношений с вмещающими породами можно подразделить на согласные и несогласные интрузии.

Большие интрузии преимущественно гранитоидных пород (батолиты и гарполиты) не укладываются в эти два класса, занимая промежуточное положение. С одной стороны, громадное большинство батолитов и гарполитов залегает в складчатых поясах в общем согласно с генеральными тектоническими структурами, но, с другой стороны, благодаря тому, что магмы, образующие батолитовые тела, способны передавать большие тектонические напряжения с глубоких горизонтов и обладают некоторой собственной активностью, частные взаимоотношения батолитов с вмещающими породами во многих случаях являются несогласными. Поэтому батолиты и гарполиты выделяются в особый морфологический тип и рассматриваются отдельно.

Удобно начать рассмотрение формы и тектонической структуры магматических тел именно с них.

### БОЛЬШИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ

Большие интрузивные массивы принято называть батолитами, однако такое общее название нельзя признать удачным, потому что очень многие большие интрузивные массивы не имеют формы батолитов и должны рассматриваться как огромные межформационные тела, для которых было предложено не привившееся среди геологов наименование гарполитов.

Некоторые исследователи называют большие и средние по размерам интрузивные тела разнообразной формы плутонами. Этот термин очень широк и пригоден только как самое общее определение.

**Батолитами** называют большие интрузивные массивы, составленные преимущественно породами гранитной магмы, корни которых уходят на большие глубины, в зону гранитизации горных пород, где вообще постепенно стираются отчетливые контакты магматического тела с вмещающими породами. Стенки батолита во многих случаях, в доступной наблюдению части, имеют более или менее крутой наклон в стороны от центральной части массива, т. е. все тело в целом имеет тенденцию занимать на больших глубинах большую площадь (рис. VIII-1 а). Известно также не мало случаев, когда поверхность, ограничивающая батолит, почти вертикальна, и предполагается, что на еще более глубоких срезах она имеет тенденцию к наклону внутрь, к основанию интрузивного массива. В таком случае батолит приобретает, в грубом приближении, грушевидную форму (рис. VIII-1 б). Однако представления о формах основания батолитовых массивов являются гипотезами. Только в отношении верхних частей батолитов могут быть сделаны на современном уровне знаний определенные выводы.

По поводу верхних частей батолитов действительно можно утверждать, что дно у них, т. е. вмещающие породы, которые могли бы со-

ставлять основание массива, отсутствует на доступных наблюдению глубинах.

Характерной, часто наблюдаемой особенностью верхней части батолитов, а также, вероятно, описываемых ниже гарполитов, является распадение ее на ряд куполов или гребней, между которыми располагаются депрессии. Поэтому в начальные этапы эрозионного среза батолита обнажаются только немногие, наиболее выдвинутые кверху куполы или даже только их верхние, так называемые апикальные

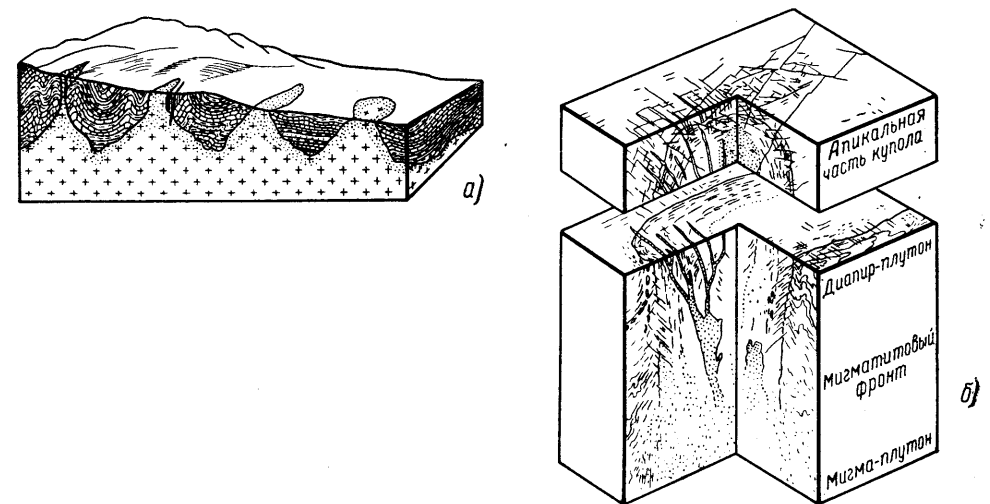


Рис. VIII-1. Гранитный батолит

а) по В. Эммонсу; б) по Г. Клоосу

части. В таком случае они могут быть смешаны с телами так называемых малых интрузий, очень важных геологических образований, характеристику которых мы даем ниже. Затем, по мере углубления эрозионного среза, обнажается все больше и больше куполов батолита, а породы кровли сохраняются только по периферии батолита и в депрессиях между его куполами.

Возможно, что в ряде случаев купола и гребни батолитов и гарполитов контролируются каналами, подводившими магму с глубин (Г. Клоос, В. М. Сергиевский), и форма куполов и гребней определяется формой каналов. Г. Клоос обратил внимание на то, что в купол поступают последние порции магмы и это подтверждает вышевысказанное предположение. В других случаях под куполом или гребнем существовал только местный канал, возникающий внутри затвердевающей интрузии, по которому поднималась магма из внутренних частей той же интрузии.

В. Эммонс (1935) и И. В. Ленных (по сообщению В. М. Сергиевского) в разных местах установили, что иногда купола и гребни больших интрузивов являются ориентирующими (направляющими) структурными формами для жильных систем.

Если купол изометричен, жильное поле имеет радиальное или концентрическое строение, если купол гребневидный, жильное поле вытягивается вдоль него, с закономерной ориентировкой жил. В жилах, в обоих случаях, проявляется горизонтальная зональность. В куполах располагаются наиболее высокотемпературные жилы, с удалением — менее высокотемпературные.

Размеры обнажений на поверхности батолитовых массивов самые разнообразные, от 100 (минимальная величина, выше которой интрузивное тело заслуживает наименования батолита) до 250 000 км<sup>2</sup>. Впрочем, вероятнее всего, что очень большие интрузивные тела не являются батолитами, а представляют межформационные образования (гарполиты).

Тектоническое положение батолитов очень характерно. Они приурочены к орогеническим, складчатым поясам, и, несмотря на местные несогласия со вмещающими породами, в целом вполне согласно участвуют в структурах первого порядка, формирующих горные сооружения. Длинные оси батолитов в подавляющем большинстве случаев вытягиваются

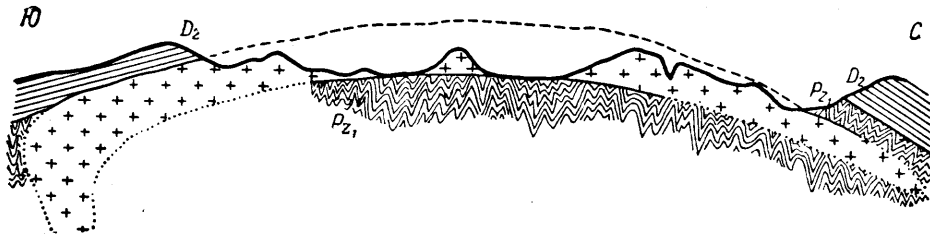


Рис. VIII-2. Межформационный гранитный интрузив (гарполит) на примере юго-западного Алтая

параллельно главному направлению складчатости. Тем не менее по причинам, указанным выше, частные взаимоотношения батолита с породами кровли могут быть весьма различными, в том числе и отчетливо рвущими вмещающие породы.

Есть предположения, что гранитоидные батолиты как геологические тела появились только на определенном этапе развития земной коры. В раннем докембрии известны громадные послойные внедрения кислых магм, но типичные батолиты известны только начиная с позднего докембрия (Дэли, 1936).

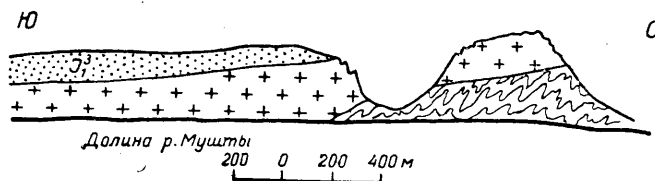


Рис. VIII-3. Взаимоотношения гранитов с палеозойскими сланцами в долине р. Мушты на Северном Кавказе (по М. В. Муратову)

**Большие межформационные тела** (гарполиты) представляют другой тип крупных интрузивов преимущественно гранитоидного состава. Они размещаются обычно вдоль главных поверхностей несогласий, отделяющих разные структурные этажи в земной коре (рис. VIII-2).

Важнейшей морфологической особенностью гарполита является существование сравнительно неглубоко расположенной постели (дна), составленной вмещающими породами, на которой покоится интрузивное тело. Например, М. В. Муратов (1948) наблюдал на Северном Кавказе, в глубоких речных долинах, залегание гранитов на кристаллических сланцах, образующих постель интрузивного массива (рис. VIII-3). На контакте сланцы изменены в связи с воздействием на них гранитной магмы.

Одним из важных диагностических признаков, позволяющих отличить крупное межформационное тело от батолита, является постоянное присутствие в кровле такого тела в разных местах базальных горизонтов верхней вмещающей формации. Именно такие геологические взаимоотношения очень характерны для крупного Алейского межформационного гранитоидного массива на юго-западном Алтае. Интрузив занимает место вдоль важнейшей в районе поверхности несогласия между нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами и среднедевонскими осадочно-пирокластическими толщами (см. рис. VIII-2). Несмотря на то что возраст этой интрузии значительно более молодой (карбон или пермь), как правило, в кровле интрузива, на огромных площадях залегают самые нижние базальные слои (так называемая березовская свита) среднего девона. Конечно, этот факт надо рассматривать в региональном масштабе. На отдельных, достаточно больших участках та же интрузия полностью уничтожает низы девонского разреза и контактирует с верхнедевонскими и даже каменноугольными толщами. С другой стороны, есть места, например, в Змеиногорском районе, где на большом протяжении обнажается межформационный контакт нижнего палеозоя с девонскими отложениями, а интрузивное тело занимает положение, параллельное этому контакту, но расположено стратиграфически в 0,5—1,0 км ниже поверхности контакта.

Такие же межформационные тела, видимо, образуют интрузивы семейтауского комплекса близ Семипалатинска. Они имеют средне- или верхнекарбонный возраст, являются послетектоническими, тела их имеют малую мощность и большое горизонтальное распространение (до 1000 км<sup>2</sup>). Интрузивы представлены габбро-монцититами, кварцевыми анортоклазитами, микропертитовыми аляскитами, щелочными гранитами (Монич, Бок, 1945, стр. 119).

В Западной Европе большая часть герцинских гранитных интрузий Бретани, Французского плато, часть массивов Баварии также представляют межформационные образования (Бубнов, 1935, стр. 203, 225).

Некоторое время после открытия «дна» у ряда больших гранитных интрузий наблюдалось чрезвычайное увлечение этим фактом, приведшее ряд исследователей к утверждению, что вообще решительно все значительные гранитоидные массивы представляют собой межформационные тела.

Такое мнение, повидимому, ошибочно, потому что у многих гранитных интрузивов нельзя обнаружить признаков неглубокого нахождения подстилающих пород, образующих «дно» интрузивного тела, и эти тела правильнее считать батолитами.

### Проблема пространства, занимаемого большими интрузивными массивами

Для понимания генезиса интрузивных массивов и их структурного положения в окружающих породах земной коры важно осветить вопрос, каким образом было освобождено от других пород пространство, занимаемое большими интрузивными массивами. В общем, отвлекаясь от деталей, можно считать, что в поисках решения этого вопроса были предложены четыре гипотезы.

**Первая гипотеза** — ассимиляционная, согласно которой жидкая магма занимает свое пространство путем расплавления пород кровли и поглощения их в вещество самой магмы.

В пользу этой гипотезы свидетельствует обычное образование оторочек пород более основного состава и гибридных пород на периферии больших гранитных массивов. Однако насколько значительны эти явле-

ния ассимиляции, могли ли они приводить к полному растворению огромных масс пород кровли? На этот вопрос приходится отвечать отрицательно, потому что крупные гранитные массивы весьма однообразного состава встречаются в больших областях среди совершенно различных пород кровли. Например, на Алтае граниты калбинского типа встречаются среди мощных толщ глинистых сланцев и такие же граниты известны среди эффузивов среднего палеозоя. Несомненно, если бы процессы ассимиляции играли решающую роль, состав больших интрузий изменялся бы в зависимости от состава преобладающих вмещающих пород, чего не наблюдается.

Вторая гипотеза — гранитизации вместо процесса ассимиляции пород коры расплавленной магмой предполагает процесс физико-химической переработки тех же пород кровли с образованием гранитных пород на месте.

Сущность гипотезы о метаморфическом происхождении гранитов изложена в двух сборниках «Проблема образования гранитов» (1949, 1950), у нас на близких позициях стоит Н. Г. Судовиков (1950). Считается, что граниты образуются главным образом в связи с процессами

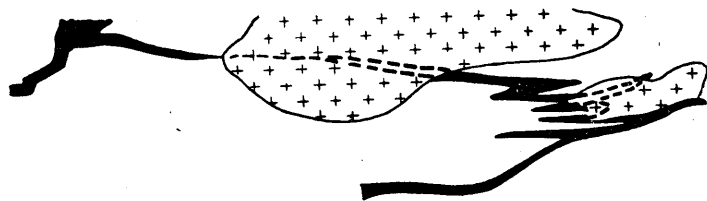


Рис. VIII-4. Гранитный массив с ксенолитами кварцитов, сохраняющих свое первоначальное залегание (по Х. Барруа)

метасоматизма, осуществляемого при диффузии через породы коры некоторых эманаций, проникающих с больших глубин. При этом вообще может не происходить расплавления вещества и, следовательно, далеко не всегда можно предполагать перемещение гранитных магм из одних горизонтов в другие. Поэтому и тектоника разных по своему происхождению гранитных тел должна быть резко различной. Там, где гранитные массивы образовались метасоматически, но не были расплавлены и смещены, т. е. находятся *in situ*, должны наблюдаться тектонические структуры одного типа. Там, где граниты образовались хотя бы и метасоматическим путем на глубине, но затем переместились в верхние области, должна наблюдаться гранитная тектоника совсем другого характера.

Гипотезу метаморфического происхождения гранитов, как предполагается, подтверждают следующие факты:

а) сохранение многими ксенолитами пород кровли структурного положения, соответствующего тектоническому строению вмещающих пород.

Любопытные случаи сохранения ксенолитами ориентировки, совпадающей с расположением пород в боках массивов, описаны в гранитных батолитах Нормандии (рис. VIII-4). На рисунке, представляющем схематичный план, изображен гранитный массив, метасоматически замещающий сланцы. Плохо поддающиеся замещению кварциты, входящие в состав сланцевой толщи, сохраняют свое простирание в гранитах на значительном расстоянии (Барруа, 1910).

б) преобладание среди пород определенно происшедших магматическим путем, какими являются эффузивы, основных по химическому

составу, тогда как среди интрузивов преобладают кислые породы — граниты. Для СССР, по С. П. Соловьеву (1951, 1952), отношение основных эффузивов к кислым не меньше 5:1, а отношение основных интрузивных пород к кислым составляет 1:22.

Возможность образования метасоматических гранитов допускается Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1937), Д. С. Белянкиным, П. И. Лебедевым и рядом других петрографов, не придающих, однако, процессам гранитизации слишком большого значения. Весь вопрос заключается в том, какова роль метаморфических гранитов в общей массе пород гранитного состава. В этом отношении надо сказать, что в областях неглубокого и среднего эрозионного среза, т. е. в альпийских и герцинских структурных этажах, и большей частью даже в каледонском структурном этаже исключительным или почти исключительным распространением пользуются ортомагматические породы и только в докембрийских областях, среди сильно метаморфизованных комплексов возможно предполагать некоторое развитие и парамагматических пород, но и в этом случае не в такой степени, чтобы считать что, например, в Карелии большинство гранитов имеет метаморфическое происхождение.

Третья гипотеза — тектоническая, согласно которой расплавленная магма, будучи подвергнута тектоническому сжатию на больших глубинах, своей интрузивной силой приподнимает породы кровли, освобождая, таким образом, пространство для себя. Ее можно назвать лакколитовой гипотезой, ибо в случае образования лакколитов дело обстоит именно так. Но лакколиты образуются на сравнительно малых глубинах, и для того чтобы приподнять в этих условиях породы кровли, не требуется таких колоссальных сил, какие пришлось бы предполагать в случае внедрения батолитов.

Детальное картирование больших интрузивных массивов часто обнаруживает прямой зависимости между формами поверхности интрузий и структурами пород кровли, хотя, вообще говоря, батолиты более обычны в ядрах крупных антиклинорий, чем на их крыльях или в синклинориях. Некоторые батолиты, как будет показано ниже, затвердели совсем неглубоко от тогда существовавшей поверхности, и даже в этих случаях не наблюдается ясных проявлений динамического воздействия магмы. О необязательности активного динамического действия со стороны интрузирующих масс расплавленной магмы также свидетельствуют описанные выше примеры сохранения ориентировки осадочных пород в останцах кровли среди интрузивного тела.

Обращая внимание на факты частого отсутствия динамического воздействия магмы на породы кровли, мы хотим подчеркнуть, что нельзя привлекать лакколитовую гипотезу в качестве универсальной гипотезы для решения проблемы пространства. Однако нельзя закрывать глаза на то, что в других случаях магма ломает и сминает породы кровли. Достаточно указать на образование радиальных и конических (воронкообразных) систем трещин в породах кровли над поднимающимися интрузиями. Следовательно, в некоторых случаях лакколитовая гипотеза оправдывается.

Четвертая гипотеза — обрушения; согласно этой гипотезе, дифференциальное нагревание пород кровли поднимающимся интрузивом вызывает их разламывание и отслаивание. Вследствие образования трещин в кровле от последней будут непрерывно отделяться обломки (ксенолиты), погружающиеся в магму. Сравнение удельных весов магм и ксенолитов показывает, что почти все ксенолиты тонут в гранитной магме (Дэли, 1936). Ксенолиты только в незначительной степени оплавляются в верхней части магматического массива. Прежде чем они растворятся,

они погружаются на значительные глубины, и только там происходит полная их ассимиляция. Вот почему состав магмы в верхних частях батолитов мало зависит от состава замещенных магмой пород кровли.

Серьезным фактом, противоречащим четвертой гипотезе, является обычное отсутствие ксенолитов в более или менее значительно эродированных частях батолитов.

#### Главный способ занятия магмой своего места в верхних частях земной коры

Повидимому, ни одна из изложенных гипотез не может быть признана универсальной, хотя в некоторой мере все описанные явления сопутствуют внедрению магматических масс, образующих крупные интрузивные тела.

При решении проблемы пространства в конкретной обстановке различные варианты гипотезы могут приниматься как характеризующие некоторые более или менее частные явления и процессы.

Наряду с ними при подъеме и становлении магматического тела огромное значение должны были иметь тектонические движения, охватывавшие в целом участок земной коры, породы кровли и расплав.

Главную часть пространства в земной коре крупные интрузивные тела занимали в процессе всеобъемлющего тектонического поднятия, захватывающего и магму и окружающие породы. Такой способ можно назвать заполнением магмой потенциальных полостей. Именно поэтому большие магматические интрузивные тела, батолиты и гарполиты, в верхних своих частях в общем согласны со складчатыми структурами первого порядка, и в отношении большинства их доказан возраст внедрения, близкий с главными фазами орогенеза.

#### СОГЛАСНЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные залежи (силлы) образуются путем внедрения магмы вдоль плоскостей слоистости. При этом магма играет активную роль — породы кровли отделялись от пород почвы залежи под действием сил, передававшихся расплавом.

Повидимому, глубина образования интрузивных залежей не очень большая.

Известны интрузивные залежи площадью до 13 000 км<sup>2</sup>. Мощность интрузивных залежей варьирует от самых тонких, микроскопических инъекций до 600 м (Дэли, 1936, стр. 91, 92).

Характерным типом интрузивных залежей с начала палеозоя являются внедрения средних и основных магм в горизонтальнолежащие морские осадки в подводной обстановке, в геосинклинальных трогах (рис. VIII-5). Таковы, например, диабазовые интрузивные залежи в толщах юрских глинистых сланцев Кавказа. Они представляют межпласто-

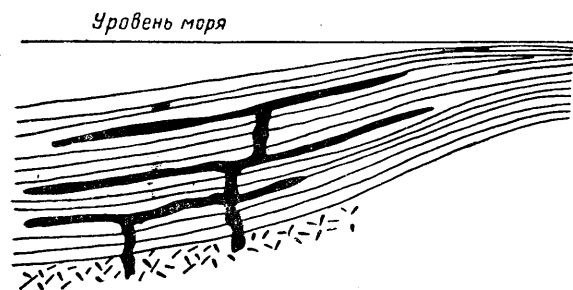


Рис. VIII-5. Межпластовые залежи (силлы) и питающие их дайки

Они погружаются на значительные глубины, и только там происходит полная их ассимиляция. Вот почему состав магмы в верхних частях батолитов мало зависит от состава замещенных магмой пород кровли.

ые тела, иногда линзообразные, мощностью от немногих сантиметров до сотен метров, площадью также варьирующей от немногих тысяч квадратных метров до многих квадратных километров. Характерным является слабое интрузивное воздействие диабазовой магмы на вмещающие глинистые сланцы в узкой зоне контакта. Глинистые сланцы в полосе шириной в несколько сантиметров превращены в адинолы — плотные мелкозернистые контактовые породы, состоящие главным образом из альбита и кварца (содержание Na<sub>2</sub>O в них повышается до 5—8%). В других случаях образуются спилзиты — плотные породы, состоящие из мелкочешуйчатой массы хлорита и альбита с кварцем.

Диабазы изменяют свою структуру в приконтактных частях тел. Например, у сел. Цдо на Кавказе дайка мощностью 8 м в средней части сложена породой порфировой структуры с фенокристами альбита величиной до 4 мм и основной массой из крупных лейст альбита размером до 0,3 мм. Около контакта дайки, в 1 см от него, основная масса уже сферолитовая и микролитовая и в самом контакте — витрофировая, сильно хлоритизированная (Белянкин, 1911; Варданянц, 1940; Кашкай, 1947).

В некоторых разрезах юрских сланцев Центрального Кавказа количество межпластовых тел достигает многих сотен на сравнительно небольшом интервале, в 1—2 км.

Описанный тип интрузивных залежей имеет ту особенность, что вмещающие и интрузивные породы имеют близко-одновременный возраст. Важной чертой этих внедрений основных (и частью средних) магм является отчетливая связь их с опусканиями земной коры, одновременными с интрузиями.

Другими характерными типами интрузивных залежей являются внедрения магм, разнообразных по составу, в разновозрастные породы (иногда близко-одновременные, иногда значительно более древние, принадлежащие другим геологическим отделам и системам), в различной обстановке (подводной и континентальной) в районах интенсивной вулканической деятельности, в геосинклинальных поясах геосинклинальных областей.

Например, на юго-западном Алтае, среди средне- и верхнедевонских кислых и средних эффузивов устанавливаются довольно многочисленные интрузивные залежи фельзитового, гранит-аплитового и плагиогранит-порфирового состава, средне- и верхнедевонского возраста, т. е. синхронные с проявлениями вулканической деятельности, и много более поздние интрузивные залежи близкого состава верхнекаменноугольного или пермского возраста. Последние внедрялись, безусловно, в континентальных условиях, после главных этапов орогенических движений.

Аналогичные случаи описаны в Скалистых горах. Кварцевые монциты и кварцевые латитовые порфиры раннетретичного возраста образуют многочисленные силлы в каменноугольных и пермских обломочных породах в горах Гор (Твето, 1951). Крупные силлы имеют мощность от 15 до 130 м и протягиваются от 2 до 15 км. Различают две группы силлов в этом районе. Первые образованы весьма вязкими магмами, в связи с чем около контактов в этих силлах наблюдаются складочки и сбросы интрамагматического происхождения, плитчатая отдельность, связанная с дифференциальным движением тонких слоев застывавшей магмы, линейная ориентировка минералов, часто под прямым углом к ориентировке во внутренних частях силлов и к направлению течения магмы (рис. VIII-6). Вторая группа силлов образована более жидкими магмами, в них нет интрамагматических складочек и сбросов, линейная ориентировка минералов в них однообразна по всей мощности силла и



параллельна направлению магматического течения. Любопытно, что силлы, образованные более вязкой магмой, имеют в общем более правильные формы, тогда как силлы второй группы довольно неправильны.

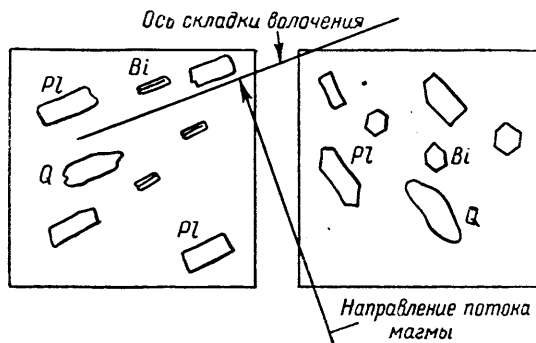


Рис. VIII-6. Два характерных типа ориентировки породообразующих минералов в силлах Гор

Q — кварц; Pl — плагиоклаз; Bi — биотит

Зоны закалки варьируют по мощности от 15 до 25 см в силлах первого типа и совсем отсутствуют или встречаются очень редко в силлах второго типа, что, очевидно, можно объяснить конвекционными явлениями в более жидкой магме.

Третий характерный тип интрузивных залежей представлен массовыми внедрениями преимущественно основных магм в пологолежащие свиты пород в континентальной, платформенной обстановке. Таковы знаменитые силловые образования Тунгусского бассейна в Сибири, долеритовые залежи Южной Африки (рис. VIII-7) и многие другие.

Интересно, что в породах архейского комплекса интрузивные залежи представлены кислыми, гранитоидными породами интрузивного облика, что наблюдается значительно реже в более молодых комплексах пород. Остаются невыясненными причины этого явления. Либо на первых этапах формирования земной коры существовали условия, пока недостаточно известные, отличавшиеся от современных и способствовавшие образованию гранитных интрузивных залежей, либо гранитные межпластовые залежи могли образовываться и в близкие к нам эпохи, но на глубоких уровнях, которые пока не вскрыты.

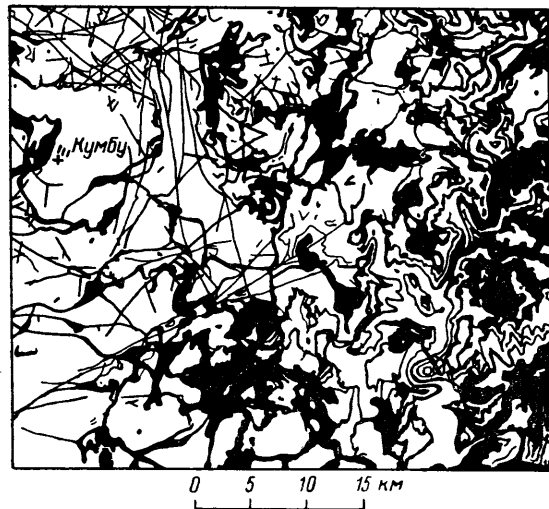


Рис. VIII-7. Карта восточной части Капской провинции в Южной Африке с выходами пластовых залежей долеритов Карру (по Дю-Тойту)

Хорошим примером таких, более молодых гранитных интрузивных залежей является описанная Е. А. Кузнецовым (1940, 1948, 1950, 1953) Сысертская интрузия на Урале, сложенная бесчисленными пластовыми телами гранитов, залегающими среди кристаллических сланцев и гнейсов.

Критерии отличия интрузивных залежей (силлов) от лавовых покровов и потоков. Среди вулканогенных эффузивно-пирокластических свит весьма часто встречаются интрузивные породы в силловой, дайковой и некковой фациях. В одних случаях эти интрузивные породы, если отвлечься от взаимоотношений между отдель-

ными слоями и телами, в общем синхронны вмещающим эффузивно-пирокластическим свитам. Возможность таких одновременных с излияниями лав внедрений интрузий никогда не следует недооценивать. В других случаях эти интрузивные породы принадлежат совсем другому магматическому этапу, возраст их относится к другой эре или периоду. Такие интрузивные залежи, следовательно, внедрялись в уже диагенезированные породы.

Важно уметь отличать интрузивные залежи от эффузивных образований лавовых потоков, особенно подводных, которые, перекрываясь сверху осадочными породами, морфологически ничем не отличаются от силлов. Между тем залежь и поток принципиально различны по своему генезису и отношению к вмещающим породам. Интрузивная залежь всегда моложе пород почвы и пород кровли. Лавовый поток всегда несколько старше (древнее) пород кровли.

Петрографические отличия эффузивных и силловых пород, как показал опыт работ на Алтае, настолько незначительны, что обычно не приходится рассчитывать на непосредственное разделение эффузивных и силловых пород под микроскопом на основании каких-либо универсальных петрографических признаков (различия структуры, раскристаллизованность основной массы, присутствие крупных идиоморфных табличек биотита, размеры вкрапленников кварца и т. д.). Недостаточно надежны также признаки аутометасоматического изменения (главным образом серицитизация) среди кислых магматических пород, свойственные интрузивным, в частности, хотя и в меньшей степени, силловым фациям. Постоянно встречается широко развитая серицитизация среди эффузивных пород аналогичного состава, вызванная гидротермальными процессами.

Совершенно негодны также текстурные признаки, которые некоторыми исследователями считаются присущими только эффузивным породам — таковы полосчатость, сферолиты и миндалекаменные структуры. Наблюдались характерные полосчатость и сферолиты в дайках фельзита и кварцевого альбитпорфира Локотка на Алтае, миндалекаменные структуры в диабазовых дайках Аллавердов и т. д.

Даже такие, казалось бы надежные признаки эффузивного происхождения, как переслаивание магматической породы с пирокластическими, туфовыми породами или брекчвидная, туфогенная текстура породы, не могут быть приняты за вполне убедительные для отличия эффузивов от силлов без углубленного изучения пород. Имеется достаточно много примеров захватов интрузивными породами обломков окружающих пород, в некоторых случаях интрузивная порода бывает переполнена этими обломками (сургутановские интрузивные альбитпорфиры на Алтае). Наконец, известны интрузивные внедрения кластического материала, состоящего из обломков и тонкозернистого цемента, которые могут быть приняты за обычные туфогенные породы.

Интрузивные залежи отличаются от лавовых потоков по наличию контактовых изменений во вмещающих породах и в почве и в кровле (адинолы даже у небольших диабазовых даек) и по оторочке закала, составленной тонкозернистой основной массой с обеих сторон залежи<sup>1</sup>. Признаки эти, к сожалению, не всегда отчетливы. Во-первых, интрузивные залежи небольшой мощности производят слишком незначительные контактовые изменения в окружающих породах и могут иметь недостаточно отчетливые оторочки закала. Во-вторых в контактах между лавовыми

<sup>1</sup> В лавовых потоках, судя по наблюдениям вулканологов над современными потоками (А. А. Меньяйлов), также наблюдаются образования, подобные оторочкам закала на нижней поверхности.

потоками и вмещающими породами могут существовать псевдо-контактные изменения, которые при недостаточной внимательности могут вызвать неправильное отнесение потока к интрузивной залежи. Так как породы лавового потока обычно отличаются по механическим свой-

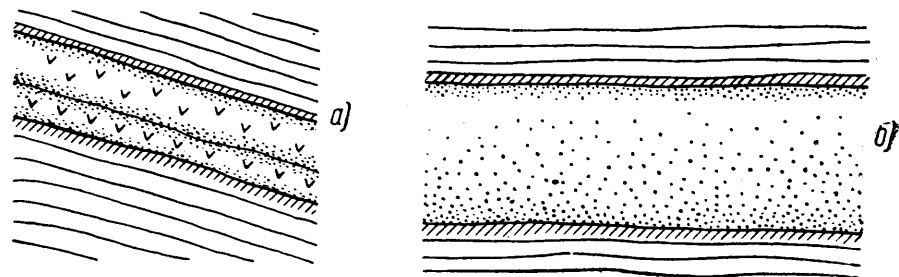


Рис. VIII-8. Интрузивные залежи

а) сложная залежь; б) дифференциация мощной залежи

ствам от вмещающих пород, при складкообразующих тектонических движениях вдоль контактов этих разнородных пород возникают местные срывы; если эти срывы в дальнейшем используются минерализованными растворами, небольшое окварцевание или подобные образования будут

создавать ложное представление о контактовых изменениях, и только тщательное изучение под микроскопом может обнаружить ошибку.

Интрузивные залежи могут быть простыми, образованными единым актом внедрения магмы, но встречаются сложные интрузивные залежи, составленные несколькими параллельными телами, имеющими одинаковый или разнообразный петрографический состав. Важные признаки, позволяющие различить разновозрастные многократные внедрения внутри сложной интрузивной залежи, представляют описанные выше оторочки закала (рис. VIII-8 а). Если таких оторочек нет, полосчатое распределение отличающихся по составу пород внутри залежи может быть вызвано другими обстоятельствами. В некоторых, особенно мощных интрузивных залежах наблюдаются явления магматической дифференциации, приводящие к расслоению тела в вертикальном направлении на несколько «слоев» различного

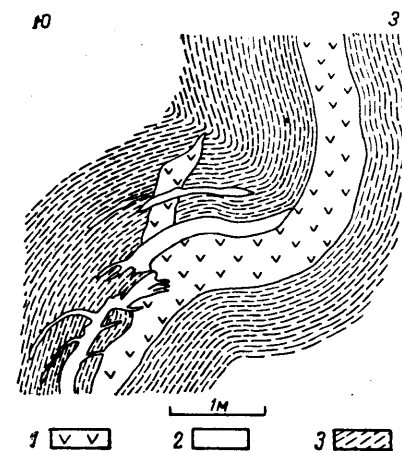


Рис. VIII-9. Диабазовая залежь, участвующая в складчатости вместе со сланцами циклаурской свиты, Дарьял

1 — диабаз; 2 — кварцевая жила; 3 — глинистый сланец (штрихами показана слоистость породы)

состава (рис. VIII-8 б). Только в оторочках закала магма в некоторых случаях сохраняет состав, близкий первичному, предшествовавшему дифференциации. Границы между раздифференцированными «слоями» могут быть весьма резкими, что объясняется движениями магматических «слоев», происходившими до момента затвердевания.

Многие интрузивные залежи внедрены между слоями осадочных пород в то время, когда последние залегали горизонтально. В результате последующих тектонических дислокаций интрузивные залежи могут при-

обрести любое положение по отношению к горизонту — пологонаклонное, крутое, опрокинутое. Во многих районах интрузивные залежи вместе с комплексом вмещающих их осадочных и эффузивных пород участвуют в складчатости (рис. VIII-9).

**Лакколиты** — каравановидные магматические тела, образующиеся на небольшой глубине от поверхности. Силой присущего им интрузивного динамического воздействия в период внедрения жидкой магмы приподнимают вышележащие породы в форме купола. При этом приподнимание может быть настолько интенсивным, что иногда породы кровли по краям лакколита поставлены на голову и даже опрокинуты, с образованием местных разрывов (рис. VIII-10).

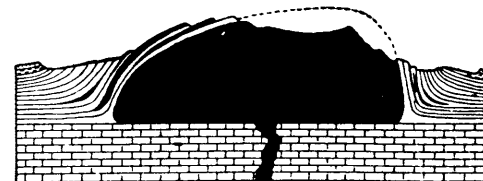


Рис. VIII-10. Лакколит. Черным показаны интрузивные трахиты. Вмещающие осадочные породы мезозойского возраста показаны различной штриховкой

Известной областью распространения лакколлитов является район Кавказских минеральных вод, со знаменитыми лакколитами гор Бештау, Железная, Змейка, Бык, Верблюд, Шелудивая, Развалка, Кинжал и др. (рис. VIII-11).

Лакколиты Кавказских минеральных вод сложены гранит-порфирами со структурой основной массы полнокристаллической или микрогранитной (иногда фельзитовой, трахитовой и микропегматитовой), часто с катаклазированными фенокристаллами. В периферических частях всех лакколлитов в гранит-порфирах в большом количестве содержатся угловатые или овальные ксенолиты до полуметра в диаметре древних гранитов и диоритов, амфиболитов и кристаллических сланцев, составляющих основание, через которое пробивалась магма в верхние зоны земной коры. Нарушенными являются породы от аптских глинистых сланцев до неогеновых майкопских глин и спиралитовых слоев, т. е. разрез мощностью более 1000 м. В отложениях акчагыла, по данным Н. И. Николаева, уже есть галька гранит-порфира.

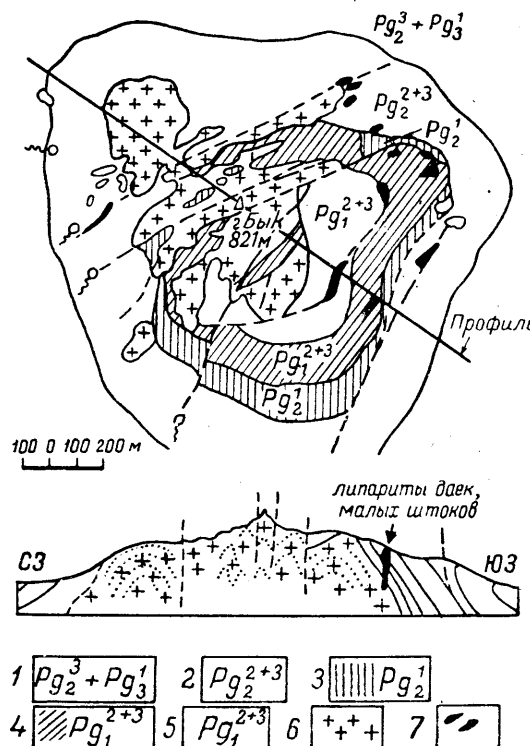


Рис. VIII-11. Лакколит Бык в окрестностях Пятигорска (по В. Н. Павлинову)

1 —  $Pg_2^3 + Pg_3^1$  олигоцен-эоценовые мергели; 2 —  $Pg_2^{2+3}$  мергели лиролепидового горизонта; 3 —  $Pg_2^1$  мергели оползневой горизонта; 4 —  $Pg_1^{2+3}$  аргиллитовая толща, аргиллиты; 5 —  $Pg_1^{2+3}$  аргиллитовая толща, песчаники; 6 — лейкократовые липариты; 7 — липариты мелких штоков и даек

Нигде нет вполне согласного залегания магматического ядра с вмещающими осадочными породами (Павлинов, 1946). Характерно довольно значительное количество разрывов, крутых, пересекающих ядро, сложенное магматическими породами. Видимо, эти разрывы связаны с большой интрузивной активностью внедрявшейся магмы, и можно даже предполагать обелиски экструзивного типа, хотя, подчеркнем, что эффузии в районе неизвестны.

**Лополиты** — согласные тела блюдцеобразной или брахисинклинальной формы, как правило, с преобладающим участием пород основных и щелочных магм — габбро и норитов, перидотит-пироксенитов, габбро-анортозитов, нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов. В некоторых случаях верхние части габбро-норитовых тел составлены гранофирами,

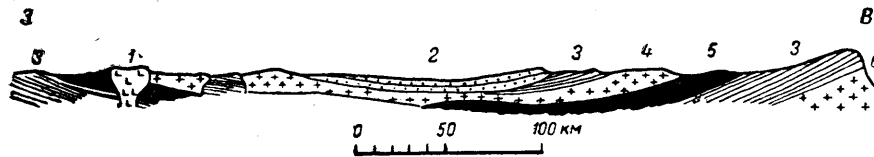


Рис. VIII-12. Лополит Бушвельда

1 — сиениты (наиболее молодая интрузия); 2 — система Карру; 3 — трансваальская система; 4 — гранит, гранофир, фельзит; 5 — норит; 6 — древние граниты

пегматоидными породами и фельзитами<sup>1</sup>. Вмещающие породы в кровле лополита, а иногда и в почве имеют падение, направленное к центральной части магматического тела. Размеры лополитов в поперечнике составляют десятки и сотни километров, а мощность — сотни и тысячи метров.

Бушвельдский лополит в Южной Африке, сложенный норитами и гранитами, образовался в два главных этапа (рис. VIII-12). Гранитное с гранофирами и фельзитами тело, повидимому, никогда не имело сплошной кровли перекрывающих пород и в этом смысле является эффузивным. Норитовая магма интродировала после излияний кислых магм между гранитами сверху и породами основания и образовала огромную межформационную залежь, представляющую типичный лополит.

Брахисинклинальная, воронкообразная форма лополитов до сих пор не имеет удовлетворительного объяснения. Одни исследователи предполагают, что породы основания проседают в магматическую камеру, по мере удаления из камеры поднимающейся кверху магмы. Другие считают, что форма лополитов обязана брахисинклинальным структурам вмещающих пород, возникающим при одновременно идущих процессах складкообразования и внедрения магмы в ядра синклинальных складок.

Последнее объяснение совсем неудовлетворительно; воронкообразную форму лополитов нельзя приписывать более или менее случайному совпадению каналов внедрения основных магм с ядрами формирующихся брахисинклиналей. Даже сложные, образующиеся в несколько этапов,

<sup>1</sup> На Кольском полуострове воронкообразную форму имеют массивы щелочных пород диаметром 20 × 15 и 40 × 30 км (Пэк, 1935, стр. 44—49), с довольно крутым центриклинально направленным падением под углами 30—60°. Однако более поздние исследователи склонны считать эти массивы не лополитами, а комбинацией конических и кольцевых интрузий (Елисеев, 1953).

тела габбрового состава имеют воронкообразное строение (рис. VIII-13). Видимо, существует гораздо более глубокая связь между направленными вниз тектоническими движениями земной коры и обычно сопровождающими такие прогибания внедрениями основных магм. Вспомним, что большая часть межпластовых (силловых) интрузий средних и основных магм, описанных ранее, также происходит в эпохи нисходящего движения земной коры в районах внедрений.

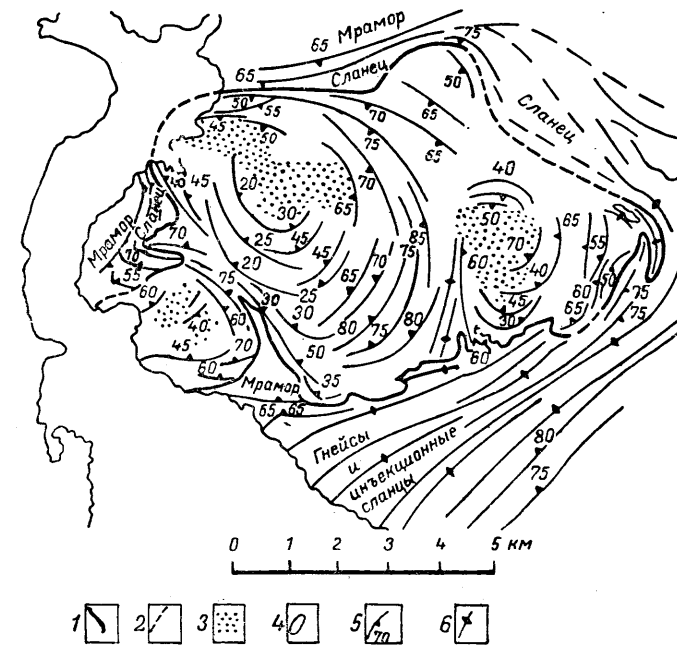


Рис. VIII-13. Структурная карта массива норита Кортленда (по Р. Болжу)

1 — контакт норита; 2 — то же, скрытый; 3 — массивный норит; 4 — включение (гнейс, мрамор или сланец); 5 — общее простирание и падение план-параллельных структур и слоистости; 6 — вертикальное падение тех же структурных элементов

Воронкообразное тело распадается на три воронки меньших размеров, ядра которых массивны

**Факолиты** — согласные серповидные интрузии в складчатых областях земной коры (рис. VIII-14). Магма факолита, в отличие от рассмотренных выше случаев образования лакколлитов, не влияла активно на формы залегания вмещающих пород, в значительной мере подчиняясь складчатым структурам, уже сформированным или находившимся в процессе образования. Магмы, давшие факолитовые тела, внедрялись по межслоевым каналам во время или к окончанию главной фазы складчатости, занимая те места между слоистыми породами, которые в процессе складчатости оказывались наиболее доступными. Как известно, такими местами обычно являются сводовые части антиклиналей, где факолиты наиболее обычно локализуются. Подводящим каналом факолита часто является та же полость в ядре погружающейся складки. Вдоль нее происходило внедрение магмы с глубокими горизонтами.

Хорошие примеры факолитов (рис. VIII-15) представляют серповидные гранитные тела, развитые в Силезии (Польша). Они приурочены к области резкого поворота широтных простираний, свойственных запад-

ным Судетам, к северо-восточным простираниям восточных Судетов. Почти везде вмещающие породы залегают согласно с краями массивов, а внутренняя волокнистость в гранитах простирается параллельно изгибу контакта (Клоос, 1937).

Существует известное смещение понятий, проявляющееся в том, что к факолитам неправильно относят тела, деформированные позднее, при

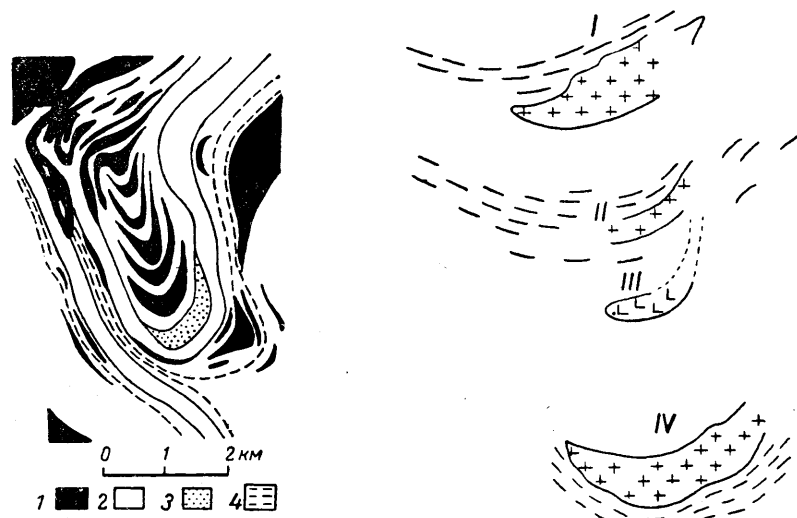


Рис. VIII-14. Карта докембрийских гранитных факолитов в Южной Африке (по Гэверсу и Фроммуцу)

1 — гранит; 2 — слюдяные сланцы; 3 — кварциты; 4 — мрамор

Рис. VIII-15. Группа серповидных массивов (факолитов) интрузивных пород в Силезии (Польша)

I — гранитный массив Цобтена; II — сиенит Нимптча; III — штоки габбро-серпентинитов Франкштейна; IV — сиенит Глатц-Рейхенштейна (сильно схематизировано)

интенсивной складчатости и образующие купола вместе с вмещающими породами. Таковы, например, многие тела серпентинитов и габбро на Урале. Такие тела в действительности являются межпластовыми интрузивными залежами, а не факолитами.

### НЕСОГЛАСНЫЕ ИНТРУЗИИ

**Малые интрузии** — понятие только отчасти морфологическое в том смысле, что они представлены интрузивными телами небольшого размера (причем эти небольшие размеры можно предполагать и на более глубоких, не вскрытых эрозией уровнях). Главный же смысл термина «малые интрузии» — генетический. Подразумевается, что эти образования произошли обособленно от главных, больших интрузий. Значительная, повидимому, важная часть малых интрузий представляет поздние остаточные продукты дифференциации и кристаллизации магм в глубоких очагах, общих с большими интрузиями, или происходит из небольших самостоятельных очагов. Так как главная интрузивная деятельность кислых и средних магм обычно близко-одновременна со складчатостью или немного запаздывает, то внедрение этих поздних типов малых интрузий происходит после складкообразовательных движений. Именно этим объясняется широкое использование малыми интрузиями разрывных тектонических нарушений для своего внедрения в верхние

горизонты земной коры. Поэтому малые интрузии представляют тип несогласных интрузий.

Формы тел малых интрузий достаточно разнообразны. Одной из типичных форм является шток, представляющий изометричное или вытянутое в плане тело и достаточно круто стоящее среди окружающих пород. Обычно шток имеет площадь значительно менее 100 км<sup>2</sup>. Наиболее характерны размеры от долей километра до первых квадратных километров.

Между прочим, необходимо отметить, что штоками также называются отдельные купола батолитов или гарполитов, только что начавшие вскрываться в связи с эрозийными процессами. Они имеют примерно такую же морфологию выходов на поверхность, и штоками они именуется до тех пор (условно), пока площадь их не превосходит 100 км<sup>2</sup>.

Очевидно, штоки такого типа не могут относиться к малым интрузиям, ибо они составляют часть не вскрытой большой интрузивной массы. Правильный критерий для различий между штоками малых интрузий и штоками, представляющими апикальные части больших интрузивных тел, может быть найден только в том случае, если устанавливаются устойчивые различия в составе магмы, образующей штоки малых интрузий и большие интрузивные тела, и если устанавливается вполне отчетливая разновозрастность штоков и больших интрузивных тел.

Кроме штоков, малые интрузии, как показывает опыт их изучения в юго-западном Алтае, на Урале и Кара-Мазаре, могут образовывать пластовые залежи, лакколитообразные тела и т. п.

Сложные формы некоторых малых интрузий видны на документальном профиле через главную шахту рудника Конайрум (рис. VIII-16) глубиной около 2000 м. Месторождение рудного золота приурочено к протерозойским вулканогенным породам Канадского щита, собранным в сжатые складки с крутыми крыльями. Малая интрузия кварцевых порфиров размещается в крыле складки, захватывая сводовую часть антиклинали.

Исключительно большой практический интерес изучения малых интрузий связан с тем, что со многими типами малых интрузий парагенетически связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых. Существует огромная литература, посвященная вопросам геолого-петрографической и тектонической характеристики малых интрузий и их взаимоотношений с рудными месторождениями.

С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин (1945, 1946, 1947) различают малые интрузии, во-первых, по времени их появления в тектоно-магматической истории определенных участков земной коры и, во-вторых, по тектоническому их положению в геосинклинальных областях, на платформах и щитах.

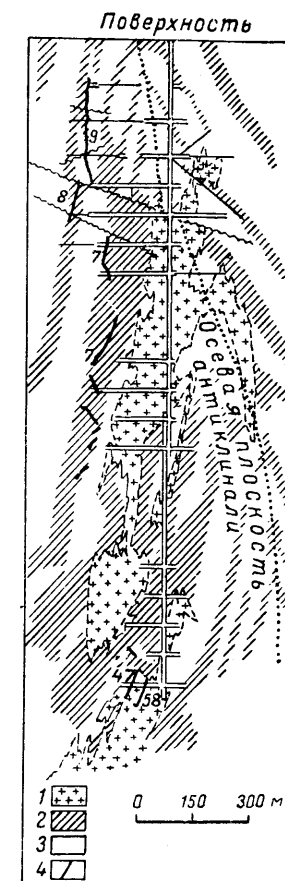


Рис. VIII-16. Шток малой интрузии в руднике Конайрум (по О. Картеру)

1 — порфиры; 2 — зеленокаменные породы; 3 — шаровые лавы; 4 — кварцевые, золотоносные жилы

В геосинклинальных областях, где тектоно-магматические процессы представлены наиболее полно, известны интрузивные комплексы ранних этапов, предшествующие массивированному проникновению в верхние горизонты земной коры гранитоидных магм и образованию гранитных батолитов. В. К. Монич и И. И. Бок (1945) называют такие малые интрузии автономными, подчеркивая их вероятную независимость от крупнейших магматических очагов.

Средние этапы развития характеризуются интенсивными орогеническими движениями; с этими этапами связано внедрение крупных батолитов гранитоидов.

В сравнительно редких случаях образованию батолитов предшествует своеобразная дайковая формация малых интрузий («предвестники гранитных батолитов»), состав которых изменяется от диорит-порфиридов до гранит-порфириров. Батолитовые интрузии сопровождаются последующими внедрениями дайковых тел аплитов и разнообразных основных пород. Очевидно, эти дайковые серии непосредственно связаны с дифференциацией в батолитовом магматическом резервуаре и не должны причисляться к малым интрузиям.

Поздние этапы тектоно-магматического развития геосинклинальной области характеризуются переходом от складчатых к сбросовым дислокациям и появлением самостоятельных малых интрузий, представляющих обычно наибольший интерес. Именно малые интрузии этого этапа наиболее индивидуализированы. Состав их нередко представляет более сложную серию последовательной дифференциации магм по сравнению с батолитовыми интрузиями, включая их производные (Монич и Бок, 1945, стр. 96).

В различные этапы развития геосинклинальных областей внедрения магмы в верхние части коры нередко представлены субвулканическими малыми интрузиями, тесно связанными с эффузиями. На последних этапах тектоно-магматического развития субвулканические интрузии обладают повышенной щелочностью вплоть до типичных щелочных пород.

В платформенных областях тектоно-магматические процессы представлены неполно: в них отсутствуют интенсивные складчатые дислокации и не проявляются внедрения гранитных батолитовых масс в тех размерах, в каких это наблюдалось в геосинклинальных областях. Проявления основных магм ранних и поздних этапов магматической эпохи часто сливаются, и после них нередко следуют малые интрузии магм повышенной щелочности.

Вышеприведенная схема геолого-тектонического положения малых интрузий, являясь в общем довольно обычной, не может, однако, претендовать на универсальность и не может считаться вполне разработанной.

Во-первых, положение главных, наиболее типичных малых интрузий, отнесенное по схеме к поздним этапам тектоно-магматического развития, после главных гранитных батолитовых интрузий, не всюду выдерживается. Большие батолитовые интрузии сами различаются по возрасту относительно главных тектонических движений и по положению в разных геотектонических зонах земной коры. Например, если для Карамазарских и Чаткальских гор в юго-западном Тянь-Шане основная схема выдерживается, то для юго-западного Алтая она непригодна.

В Кара-Мазаре после раннегерцинских внедрений гранитных батолитов известно широкое развитие позднегерцинских малых интрузий, секущих верхнепалеозойские эффузивные толщи. С малыми интрузиями парагенетически связано разнообразное оруденение.

В Чаткальских горах известны громадные интрузии, ранние относительно главных фаз герцинской складчатости. Гальку больших чаткальских интрузий А. С. Аделунг (1937) и О. Кайзер обнаружили в конгломератах порфир-туфовой толщи средне- и верхнекарбонического возраста. В верхнем палеозое в Чаткальских горах произошли в сравнительно ограниченных количествах интрузии гранитов и гранит-порфириров, образующих небольшие батолиты, штоки и межформационные залежи размерами до 4—6 км<sup>2</sup>, которые возможно отнести к малым интрузиям. С ними парагенетически связаны все главные рудопроявления.

На юго-западном Алтае имеем значительно более сложную схему. Там малые интрузии, повидимому, генетически связаны с громадными гранитоидными интрузивами одного из ранних этапов герцинского магматизма, так называемого Змеиногорского комплекса. Устанавливаются тесные парагенетические отношения между малыми интрузиями Змеиногорского комплекса и полиметаллическими месторождениями. В последующий поздний герцинский тектоно-магматический этап на юго-западном Алтае и в Калбе произошли внедрения не менее крупных гранитных батолитовых масс, с которыми не связаны существенные малые интрузии; позднее малые интрузии также не проявлялись.

Второе несовершенство рассмотренной схемы геолого-тектонического положения малых интрузий заключается в том, что в ней явно неполно учтены малые интрузии субвулканического типа, непосредственно генетически связанные с эффузивными проявлениями магматической деятельности. В действительности последние распространены значительно шире и более разнообразны. В настоящее время еще нет достаточных данных для уточнения схемы по этому разделу.

Надо подчеркнуть, что главный практический интерес, в смысле парагенетической связи с месторождениями полезных ископаемых, представляют преимущественно малые интрузии поздних этапов тектоно-магматического развития.

Тесная локальная связь несомненных малых интрузий с оруденением устанавливается для многих медно-порфировых месторождений и для известного месторождения молибдена Кляймакс (Вандервильд, 1942, стр. 39).

Малые интрузии представляют так называемые «рудные порфиры» Робинсона около Эли. Формы тел этих интрузий показаны на плане и двух разрезах (рис. VIII-17 а, б). Контролирующая роль многочисленных разрывных нарушений, вдоль которых проникала магма, совершенно отчетлива. Всюду горные и буровые работы установили быстрое окончание интрузивных штоков на глубине. Примечательно, что вкрапленные медные руды во всем районе приурочены только к «рудным порфирам», чем подчеркивается парагенетическая связь одних с другими (Ньюхауз, 1942, стр. 128—131).

Отчетливая пространственная связь свинцово-цинковой минерализации со штоками диорит-порфира верхнемелового или нижнетретичного возраста наблюдается в рудных округах Фронт-Рейндж и Ледвиль (Ньюхауз, 1942, стр. 79—95).

В большинстве детально изученных рудных районов отчетливо наблюдается использование малыми интрузиями разрывных нарушений для проникновения в верхние зоны земной коры. Хорошо видна контролирующая роль разрывных нарушений при локализации порфирового штока Сакраменто, в Бисби (Ньюхауз, 1942, стр. 211—215), с которым тесно связано медное и полиметаллическое оруденение.

На Сибирской платформе прекрасно установлена связь с малыми интрузиями золоторудных месторождений (рис. VIII-18). Малые интрузии

зии составлены сиенитами и кварцевыми сиенитами и имеют форму лакколлитов, реже — интрузивных залежей (Билибин, 1940, 1946, 1947).  
 Что касается малых интрузий ранних этапов и субвулканических малых интрузий, их геологическое и тектоно-магматическое положение и их практическое значение в связи с полезными ископаемыми пока не могут считаться достаточно изученными.

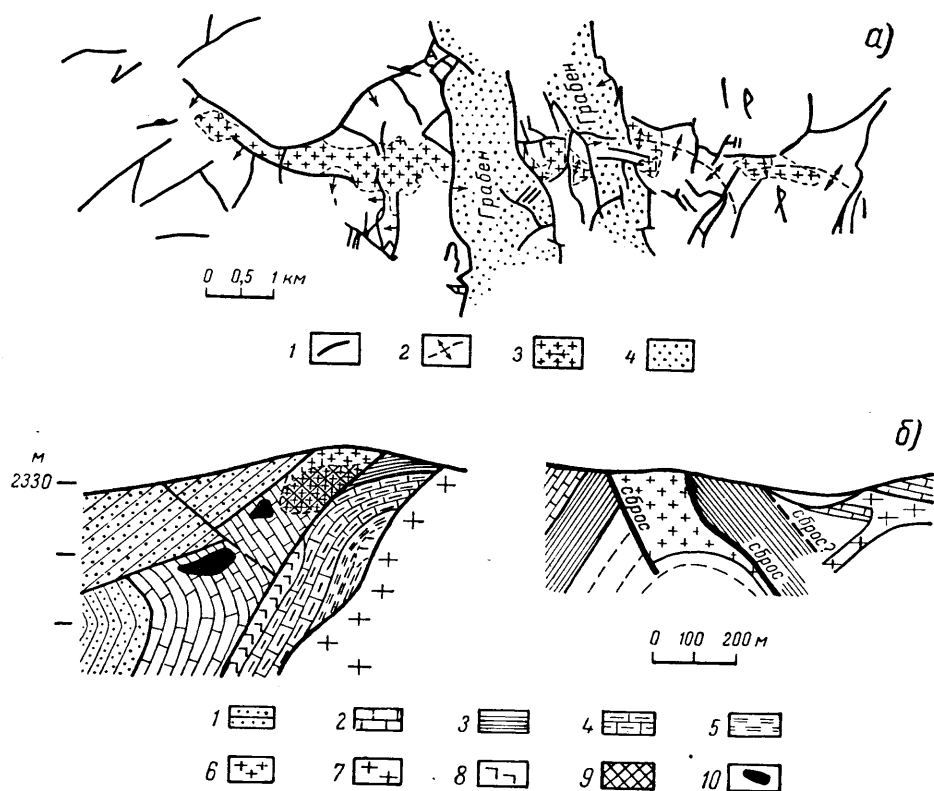


Рис. VIII-17. Структурное положение малых интрузий «рудных порфиров» Эли (по Е. Пеннбэкеру)

а) геологическая карта: 1 — сбросы допорфирового возраста; 2 — оси антиклиналей; 3 — рудные порфиры; 4 — грабены;  
 б) профили через участки с «рудными порфирами» Эли: 1 — песчаники  $C_{2+3}$ ; 2 — известняки  $C_{2+3}$ ; 3 — сланцы  $C_1$ ; 4 — известняки  $C_1$ ; 5 — нижние сланцы  $C_1$ ; 6 — рудные порфиры; 7 — поздние порфиры; 8 — риолиты; 9 — руда в рудных порфирах; 10 — руда в известняках

Приведем некоторые данные по малым интрузиям ранних этапов и субвулканическим малым интрузиям в соответствии со сводкой В. К. Мошнича и И. И. Бока (1945) по Казахстану. Автономные малые интрузии — «небольшие по размерам и объему интрузии, обычно гипабиссального характера, с проявлениями довольно значительной дифференциации по составу и структуре. Они развиты в удалении от крупных интрузивов или не имеют с ними очевидной связи и, повидимому, представляют самостоятельные вторжения магмы из местных магматических очагов ограниченного распространения». По времени формирования они соответствуют второстепенным тектоническим фазам, проявляющимся в периоды относительного тектонического покоя, между крупнейшими этапами орогенеза. Нередко обладают самостоятельной металлогенией, как, например, бошекульская серия кембрийского возраста.

В такой постановке вопрос об автономных малых интрузиях является пока гипотезой, но эта гипотеза не противоречит общим геологическим представлениям и, безусловно, заслуживает проверки.

Автономные малые интрузии Бошекульского района изучены Р. А. Борукаевым в 1933, 1937 гг. и Е. Е. Миллер в 1945 г. Возраст их определяется весьма точно тем, что они залегают в среднекембрийских зеленокаменных порфиритах и пирокластах и трансгрессивно перекрываются верхнекембрийскими отложениями с фауной. Размеры массивов до  $0,6 \times 6$  км. Первая по возрасту группа интрузий представлена диоритовыми кварцевыми порфиридами. Вторая, главная группа — адамеллит и гранодиорит-порфирами, третья — лейкократовыми сиенит-порфирами, состоящими из почти равных количеств ортоклаза и альбита. С этими малыми интрузиями связаны широкие проявления гидротермального рудного метаморфизма с образованием серицитовых вторичных кварцитов и медно-молибденовых с мышьяком вкрапленных руд.

Может быть, к автономным малым интрузиям надо отнести эодевонскую степняковскую серию. Наиболее характерными породами серии являются амфиболовые кварцевые диориты и габродиориты. В резко подчиненном развитии присутствуют граниты, гранодиориты и сиенитдиориты. Широко распространены дайковые породы, среди которых преобладают амфиболовые диоритовые порфириды, лампрофиры, плагиаплиты, пегматиты и гранодиорит-порфиры.

Интрузивы степняковской серии образуют ряд небольших трубообразных штоков, приуроченных к осевой части антиклинальных зон в нижнепалеозойском основании. Наиболее крупный — Курмкульский шток ( $5 \times 2,5$  км). Другие штоки в северо-западной и юго-восточных частях Крыккудукского интрузива (последний имеет возраст, датируемый концом ордовика — началом готландия и занимает площадь более  $1200 \text{ км}^2$ ), и, в частности, Степняковский шток, имеют площадь менее  $1 \text{ км}^2$ . Контакты штоков крутые, близкие к вертикальным. Несмотря на небольшие размеры интрузивов, в них заметен отчетливый гибридность в связи с ассимиляцией боковых пород и значительная дифференциация состава, проходящая на месте залегания интрузии после ее внедрения и в процессе движения магмы в узком жерле. Со степняковской серией пространственно и генетически связаны месторождения Степняк, Сталинское, Джаламбет и Бестюбе.

Геологический возраст серии определяется тем, что ее породы пересекают каледонские граниты и гранодиориты боровской серии и генетически с ними не связаны, представляя самостоятельное вторжение магмы более основного состава. Верхний предел возраста определяется присут-

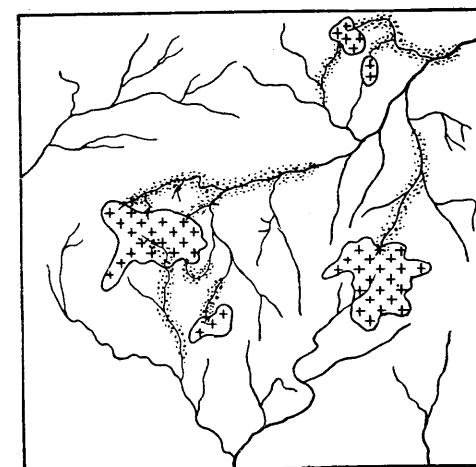


Рис. VIII-18. Размещение россыпей в районе выходов золотоносных интрузивных пород (по Р. В. Нифонтову, с изменениями)

1 — гранит-порфиры; 2 — россыпи

ствием гальки диоритов в конгломератах среднего девона (Монич и Бок, 1945, стр. 102).

Субвулканические малые интрузии представляют малые интрузии, одновременные с эпохами эффузивной магматической деятельности. На существование интрузий, одновременных с формированием больших нижнетретичных кислых эффузий в южной части Сихотэ-Алиня, указывает С. П. Соловьев (1951). Самыми крупными из изученных третичных гранитоидных массивов в Южном Приморье являются Владимирский (300 км<sup>2</sup>) и гора Лысая (60 км<sup>2</sup>), остальные массивы имеют меньшие площади, до 2 км<sup>2</sup>. Вмещающими породами являются преимущественно эффузивы кислых и средних пород, реже — метаморфизованные и темные глинистые сланцы, а также песчаники.

Граниты в приморских интрузиях — самые распространенные породы, среднезернистые, реже мелкозернистые, обладают порфировой структурой. Почти во всех гранитах наблюдается также микропегматитовая структура. Плагноклаз по краям замещается калишпатом. Калишпат сильно пелитизирован. В малых массивах местами зональный плагноклаз, есть моноклинный пироксен (Готман, 1943).

Не исключено, однако, что приморские третичные эффузивы сопровождаются не только малыми интрузиями, но и настоящими большими интрузиями, большинство куполов которых пока недостаточно вскрыто.

В. К. Монич и И. И. Бок (1945, стр. 96) описывают интрузии, сопровождающие эффузивно-пирокластические образования в Казахстане. Эти субвулканические малые интрузии представляют «жерловые и штоково-силловые фации вулканических формаций». Состав их близок составу некоторых горизонтов вулканических формаций.

Ушкульский массив кварцевых диорит-порфиров конца нижнего и начала верхнего силура, принадлежащий к субвулканическим малым интрузиям (площадь 12 км<sup>2</sup>), описан Д. С. Коржинским (1932) и В. С. Коптевым-Дворниковым.

Субвулканические малые интрузии в Центральном Казахстане описаны В. С. Коптевым-Дворниковым в эффузивной толще среднего девона и отчасти в более древних отложениях. Представлены они дайками, пластовыми межформационными залежами, сложенными микроплаггиогранитами, сферолитовыми плаггиогранитами и другими разновидностями пород кислого ряда. Площадь выходов некоторых залежей достигает 10 км<sup>2</sup>. Эти породы найдены в гальке микроконгломератов верхнего девона. Особенности залегания и структуры указывают на очень небольшую глубину кристаллизации вязкой магмы.

Малые интрузии, относящиеся к субвулканическим, известны в Абралинском районе Центрального Казахстана среди альбитофиоров и кварцевых порфиров нижнего и среднего девона. В. С. Коптев-Дворников и В. Б. Кочуров выделили многочисленные и довольно крупные интрузивные тела и дайки гипабиссальных щелочных гранит-порфиров с диопсидом и щелочной роговой обманкой (гора Машан). Галька этих порфиров отмечена в покрывающих их песчаниках и конгломератах с верхнедевонской фауной. Таким образом, этими интрузиями закончился эффузивный цикл среднего девона.

В большом количестве субвулканические малые интрузии, одновозрастные с эффузиями, были обнаружены в последнее время среди среднедевонских вулканических толщ юго-западного Алтая (Дербиков, 1952; Чернов, 1954).

Дайки представляют плитообразные или жилообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры (рис. VIII-19). Так же как пла-

стовые залежи, дайки могут быть простыми и сложными. Сложные дайки содержат последовательные интрузии нескольких порций магмы, иногда резко различного состава. Размеры даек самые разнообразные — большая дайка на Алдане, сложенная габбро-диабазом, имеет более 100 км



Рис. VIII-19. Дайка трахидолерита среди юрских песчаников. Перевал Джэтым-ашу, юго-восточный Тянь-Шань (по Мушкетову).

длины и мощность до 250 м (Лазько, 1948). С другой стороны, известны стекловатые диабазовые дайки толщиной в 0,9 мм с апофизами, толщина которых уменьшается до 0,02 мм. Такие тончайшие внедрения вещества габбро-диоритового состава наблюдались в капиллярных трещинах среди микрокварцитов в Малеевском районе на Алтае. Основные магмы, которыми сложены эти дайки, очевидно, имели незначительную вязкость и благодаря своей подвижности легко проникали по тончайшим трещинам.

Очень большое количество даек, сложенных породами среднего и основного состава (порфиритами, диабазом и др.), внедрялось в земную кору в обстановке растяжения. На это указывает ряд фактов.

Многие дайки в самых различных районах земного шара имеют блоковые формы, с тупыми окончаниями, коленообразными изгибами, с перпендикулярно расположенными друг относительно друга стенками (рис. VIII-20). Они хорошо представлены на Алтае (Золотушинский район), на Кавказе (Дарьяльское ущелье и др.) и в других местах (Фредериксон, 1950). А. В. Дружинин изучил и описал блоковые дайки герцинского возраста в Довендинском районе Восточного Забайкалья,

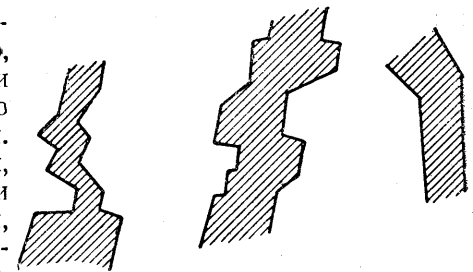


Рис. VIII-20. Дайки диабазов с блоковыми формами (по А. Дружинину)

представленные спессартидами и мальхитами. Блоковые формы заполнения могут образоваться только в том случае, если разбитый в разных направлениях квиважными трещинами вмещающий массив подвергнут растягивающим усилиям. При этом происходит сдвигание в разных направлениях блоков расквиважированных пород под воздействием интрузивного гидростатического давления поступающей по трещинам магмы.

Однако не все дайки, внедрившиеся в обстановке растяжения, имеют блоковые формы. Очень многие дайки, несомненно, относящиеся к этому типу, представлены обычными плитообразными телами большой протяженности и образуют целые пояса параллельных жил. Таковы, например, многие пояса диабазовых даек центрального Кавказа, Урала и Тянь-Шаня. Характерной особенностью этих даек является обычное отсутствие смещений в плоскости трещин, вмещающих дайку (Андреев, 1945; Бородаевские, 1947, стр. 56; Вольфсон, 1947б, стр. 51). Происходило только развержение трещин в направлении, перпендикулярном к стенкам в связи с растяжением земной коры. Это раздвижение стенок трещин, видимо, облегчалось общей обстановкой растяжения, господствовавшей в момент внедрения даек в этих местах земной коры. Вот почему образование даек отмечает определенный этап в тектоническом развитии Земли и не имеет места, скажем, во время складкообразования или формирования взбросо-надвигов, когда в земной коре господствует обстановка сжатия.

Замечательным полем развития даек является Березовское поле на Урале около Свердловска, которое вмещает тысячи гранитоидных даек разных возрастных групп, от древних к более молодым: 1) плагиосиенит-порфиры, плагиоклазово-биотитовые порфирированные породы; 2) меланократовые гранитоиды, среди которых выделяются жильные диориты и диоритовые порфириты; 3) гранит-порфиры нормального состава; 4) плагиогранит-порфиры.

Эти жильные гранитоиды моложе аплитов и пегматитов, непосредственно связанных с гранитным батолитом, поэтому, как считают Н. И. и М. Б. Бородаевские, они не являются отпрысками известных в районе гранитных интрузий, а относятся к заключительной фазе интрузивной деятельности и исторгнуты из более глубоко залегающих магматических очагов (Бородаевские, 1947, стр. 60). В таком случае дайки Березовского поля являются малыми интрузиями. Система даек Березовского и сопредельных рудных полей явно наложена на складчатость. В одних случаях дайки параллельны осям складчатых структур второго порядка, в других перпендикулярны к ним, обычно же дайки простираются меридионально или с отклонением на СЗ 340—350°, в то время как господствующее простираение осей складок СВ 10—20°.

Важной морфологической особенностью даек Березовского поля (а также ряда других дайковых полей в разных частях света) является образование в дайках поперечных трещин, заполненных рудными жилами; последние получили наименование лестничных жил (рис. VIII-21). Чтобы понять генезис поперечных трещин, надо учесть, что дайки, являющиеся сравнительно хрупкими телами, залегают в толще основных эффузивов и их туфов, механически значительно более пластичных. При широтной ориентировке векторов главных тектонических сил на Урале, в дайках, простирающихся почти меридионально, должны были возникнуть сдвиговые трещины (скальвания по АС) и сопряженные с ними трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к простираанию даек. В фазу растяжения сдвиговые и отрывные трещины приоткрывались и заполнялись жильными и рудными минералами.

Наряду с дайками, заполняющими трещины растяжения, известны, но в значительно меньших количествах системы даек в трещинах сколового происхождения, с отчетливо различаемым смещением вдоль стенок трещин (Бородаевские, 1947, стр. 154—155 и 214—241).

Совсем редко встречаются дайкообразные тела, образованные не в связи с заполнением открытых полостей, а путем замещения окружающих пород. Иногда такие дайки составлены веществом, которое может быть принято за магматическую породу, хотя в действительности оно представляет гидротермальное образование (Гудспид, 1940).

При детальном геологическом изучении некоторых рудных районов было установлено, что трещины, вмещающие дайки, не обязательно продолжают на большие глубины непосредственно в направлении падения. Дайки, заполняющие эти трещины, как оказалось, заканчиваются на некоторой глубине (по направлению падения) и имеют более или менее пологое склонение в плоскости трещины (рис. VIII-22). С другой стороны, новые трещины, вмещающие дайки, могут возникать эшелонированно по отношению к соседним, выклинивающимся дайкам, образуя слепые тела, не выходящие на поверхность. В данных случаях магма, заполняющая трещины, поступала не непосредственно снизу, а перемещалась в боковом направлении и вверх вдоль системы полого склоняющихся трещин.

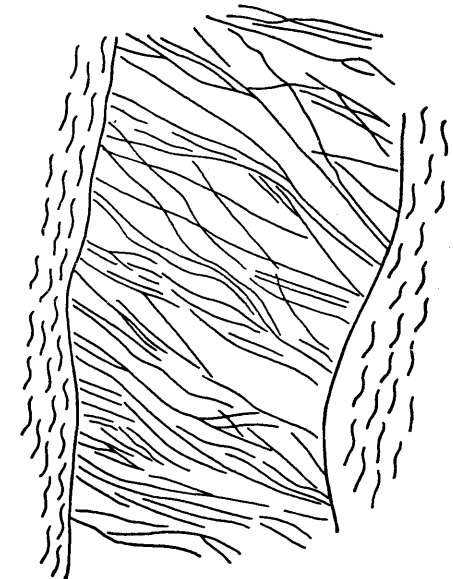


Рис. VIII-21. План дайки Кривой (по Н. Левковичу)  
Лестничные жилы двух направлений расчленяют дайку на ромбовидные блоки. Мощность дайки 18 м

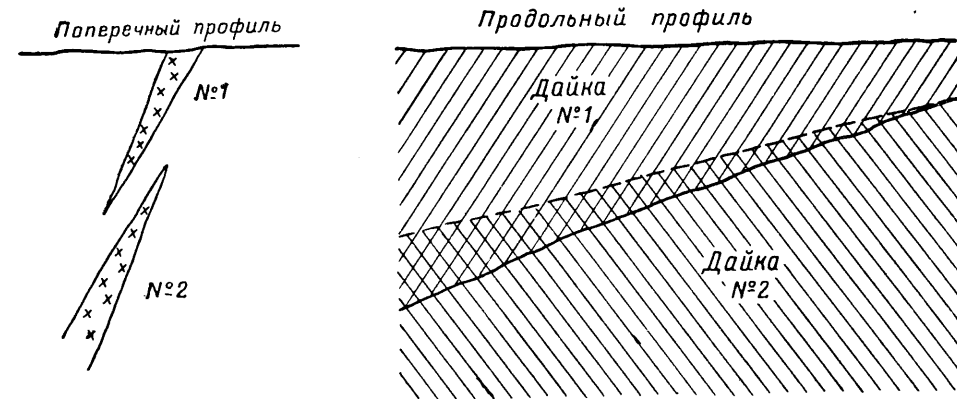


Рис. VIII-22. Склонение и кулисное (эшелонированное) расположение некоторых даек. Поперечный и продольный профили

Вокруг центров вулканических извержений встречаются радиальные системы трещин, заполненные дайками (рис. VIII-23). Они изучались на Урале у с. Спасского, в окрестностях г. Верхнеуральска Н. К. Высоц-



ким и в юго-западном Тянь-Шане Н. П. Васильковским (1952). Они хорошо развиты в Шотландии в связи с деятельностью третичных магматических центров. Радиальные трещины, очевидно, не являются тектоническими, в узком смысле этого слова, а вызваны динамическими воздействиями на земную кору магмы, пробивающей себе путь к поверхности Земли.

Особняком стоят мощные трещинные интрузии кислой магмы, которые по морфологическому признаку можно было бы относить к дайкам, но в генетическом отношении, видимо, представляющие самостоятельный тип. Гранитный состав магмы указывает на то, что тектоническая обстановка, в которой происходит внедрение мощных трещинных интрузий, может существенно отличаться от обычной обстановки внедрения дайковых интрузий. Характерными представителями гранитных трещинных интрузий являются интрузивы Таласо-Ферганского разлома и Кашкасуйский интрузив в Тянь-Шане длиной 20—40 км и мощностью, не превышающей 2—4 км.

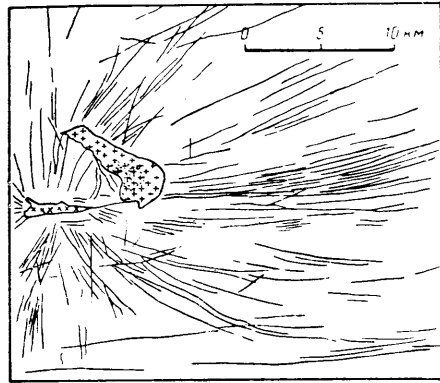


Рис. VIII-23. Система радиальных даек в районе Шпаниш пикс (по Р. Дэли)  
1 — гранит-порфир; 2 — агитовый гранит-порфир; 3 — агитовый диорит

**Обломочные дайки и пластовые залежи** имеют, повидимому, довольно разнообразное происхождение. Они образуют отчетливые интрузивные контакты с породами их вмещающими и тем не менее составленные необычным для магматических тел материалом.

Так, например, А. Н. Заварицкий (Шрок, 1950, стр. 243) упоминает о дайках песчаников, пересекающих карбонатные породы в Бакальском районе на Урале. В. И. Чернов отмечает пластовые залежи «пелитовых туфов», образующие явно интрузивные контакты с вмещающими их глинистыми породами в Змеиногорском районе на Алтае. Жилы аргиллитов среди карбонатных пород в Каратау наблюдались в трещинах среди известняков карбона в 1500—1700 м выше мест их нормального стратиграфического залегания в девонской свите.

Обломочные дайки, составленные липаритом и гранитом, пересекают граниты около улуса Арцыр в районе Хапчеранги и имеют даже характерную для даек столбчатую отдельность (сообщено В. М. Сергиевским).

В. Н. Павлинов (1946а) описывает кластические породы явно интрузивного происхождения, наблюдавшиеся им в районе лакколитов Кавказских минеральных вод.

Несомненно, в природе осуществляется несколько разных процессов, приводящих к инъекции раздробленных или обломочных масс во вмещающие породы по трещинам или между пластами.

Приведем описание одного детально изученного примера. В мощных долеритовых силлах Западных гор около Нью-Хэвена (Валтон и Сулливан, 1950) известны кластические дайки, внедрившиеся в силлы долеритов из лежащих ниже конгломератов, в то время, когда силл был еще горячим. Интрузия была вызвана, повидимому, быстрым расширением воды или водяного пара в порах конгломератов вследствие местных падений давления при разверзании трещин в долеритах.

Мощность силла составляет 100—140 м. Силл интродировал в аркозовые осадочные породы триасового возраста. Подстилающие аркозовые конгломераты составлены кварцевой, хорошо окатанной галькой до 5 см в диаметре и зернами полевого шпата.

Этот же материал заполняет дайки. В основании силла ширина одной дайки достигает 10 см, а на расстоянии 10 м выше почвы силла она имеет мощность уже только 2,5 мм. Дайка имеет коленообразную форму, пересекается столбчатой отдельностью, развитой в долеритах, и, с другой стороны, ее положение никак не контролируется этой столбчатой отдельностью. Это обстоятельство дает основание считать, что дайка была образована в очень раннюю стадию консолидации долеритового силла. Участие воды или водяного пара в процессе инъекции доказывается сравнительным изучением минералогического состава аркозовых конгломератов, подстилающих силл, и материала дайки. Оказывается, что при общем сохранении обломочного характера породы и ее минералогического состава (обломки полевшпатов, гальки кварца) добавляются в довольно значительных количествах новообразования хлорита (от 10 до 30% площади шлифа) и наблюдается явное нарастание на обломочном кварце гидротермального кварца, сохраняющего оптическую ориентировку кварца в обломках.

Причиной внедрения в трещины снизу вверх кластического материала не обязательно должны быть перегретые воды. Описаны случаи инъекций, связанные с землетрясениями (Дотгон, 1889; Фуллер, 1912). Дайки песчаников описаны в Поволжье Е. В. Милановским (1940), В. В. Бронгулевым (1947) и в Перу Д. Дорриным (1951).

В связи с образованием обломочных даек следует внимательно относиться к выяснению генезиса межпластовых тел, составленных обломочным материалом иногда с примесью вулканического туфового материала. Существующая тенденция считать такие образования во всех случаях осадочными — неправильна. Они также могут представлять внедрения, более поздние относительно вмещающих пород.

**Дайки конические и кольцевые, интрузивы центрального типа.** Конические (воронкообразные) системы даек заполняют трещины, развивающиеся по окружности около центров, обычно представленных кольцевой дайкой или центральным штоком (интрузией центрального типа). Эти трещины имеют падение к центру и образуют в целом воронку со стенками, наклоненными внутрь окружности (рис. VIII-24). Так же как радиальные системы трещин, конические системы трещин непосредственно обязаны динамическому воздействию магмы. Они образуются, по всей вероятности, по типу сколовых трещин, при сравнительно небольшой мощности пород кровли. Обычно мощность даек в воронкообразных системах трещин не превышает нескольких метров. Известны случаи, когда радиальные и воронкообразные трещины встречаются совместно (Парсонс, 1939).

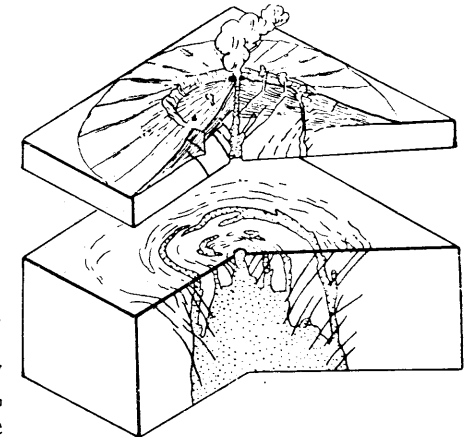


Рис. VIII-24. Система кольцевых и конических даек в качестве корней вулканического аппарата (по Г. Клоосу)

Кольцевые дайки или интрузивы центрального типа заполняют трещины круговые, полукруговые и овальные в плане. Эти трещины, в отличие от конических трещин, образуются при оседании кровли над неглубоко залегающими интрузивными телами. По возрасту кольцевые тела обычно отличаются от конических. Кольцевые тела образуются после того, как напряжения, вызванные пробивающимся вверх столбом магмы, сменяются другими напряжениями, вызванными обратным направленным движением пород кровли вниз, по направлению интрузивной массы, сократившейся в объеме.

Трещины кольцевых даек часто широко разверзаются, и мощность магматических тел, заполняющих кольцевые полости, может достигать

1—2 км (рис. VIII-25). В диаметре кольцевые дайки варьируют от 1 до 25 км. Состав пород кольцевых даек весьма разнообразен — граниты, кварцевые сиениты, авгитовые монционит-диориты (Моделл, 1936).

В Северо-Казахстанской области кольцевые тела сложены так называемой боровской серией пород каледонского возраста. Они представлены округлыми или овальными массивами штокообразной формы с крутыми стенками и кольцевым внутренним строением. Отдельные

петрографические разновидности пород располагаются концентрическими зонами. Преобладают гранодиориты, но дифференциация происходила в широких пределах с образованием диоритов, сиенитов, адамеллитов, биотитово-роговообманковых гранитов, аляскитов и аплитов. Возрастная последовательность обычная, от основных к кислым. Довольно распространены порфировидные структуры, но в общем интрузивы относятся к фации средних глубин. Поздние (гранитные) порции магмы проникали в форме округлых штоков в центральной части ранних интрузий (гранодиоритов), уцелевших в форме кольцевых зон. Позднейшие порции магмы образуют периферические дуги и пологие залежи. Видимо, интрузии посторогенные. Катаклиз в них проявляется только в отдельных небольших зонах (Монич и Бок, 1945, стр 100—101).

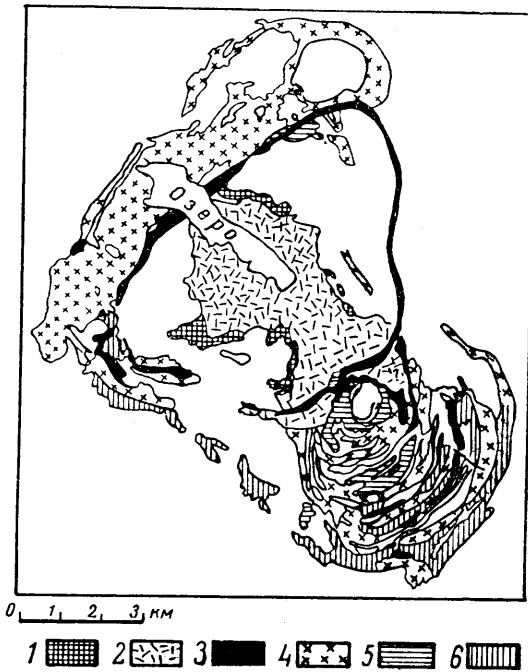


Рис. VIII-25. Кольцевые тела на острове Мул, Шотландия (по Д. Е. Ричи)

Центральные интрузии: 1—фельзиты; 2—гранофиры; 3—кольцевые дайки; 4—гранофиры; 5—кварцевые долериты; 6—кварцевые габбро

Н. А. Елисеевым (1936, 1937, 1953) описаны сложные плутоны нефелино-сиенитового состава, образованные в платформенных условиях и представляющие комплекс разновозрастных кольцевых и конических даек (рис. VIII-26). Плутон сформировался в семь интрузивных фаз. Одни из наиболее древних — массивные нефелиновые сиениты — слагают периферическую часть плутона. Внешний контакт этих пород очень крутой, часто наклонен от центра массива. По форме интрузия нефелиновых сиенитов напоминает кольцевые дайки. Менее древний комплекс трахитоидных нефелиновых сиенитов имеет контакт в форме опрокинутого конуса с пологими наклонами везде внутри плутона. Более молодой комплекс пойкилитовых нефелиновых сиенитов представляет мощную кольцевую интрузию, на что указывают цилиндрическая форма и крутое залегание контактовой поверхности. Следующий комплекс уртитов, ийолитов, малинитов и люавритов образует мощную коническую интрузию, так же как и еще более молодой комплекс фойяитов, слагающий центральную часть массива.

В большей части пород этого сложного, многофазного тела хорошо видна правильная ориентировка таблитчатых минералов (трахитоидность), представляющая характерную текстуру течения. Несмотря на интенсивные изменения вмещающих пород, явления ассимиляции были незначительными, подтверждением чему служат хорошо сохранившиеся ксенолиты вмещающих пород с угловатыми формами. Повидимому, образование щелочной магмы плутона не может быть приписано явлениям

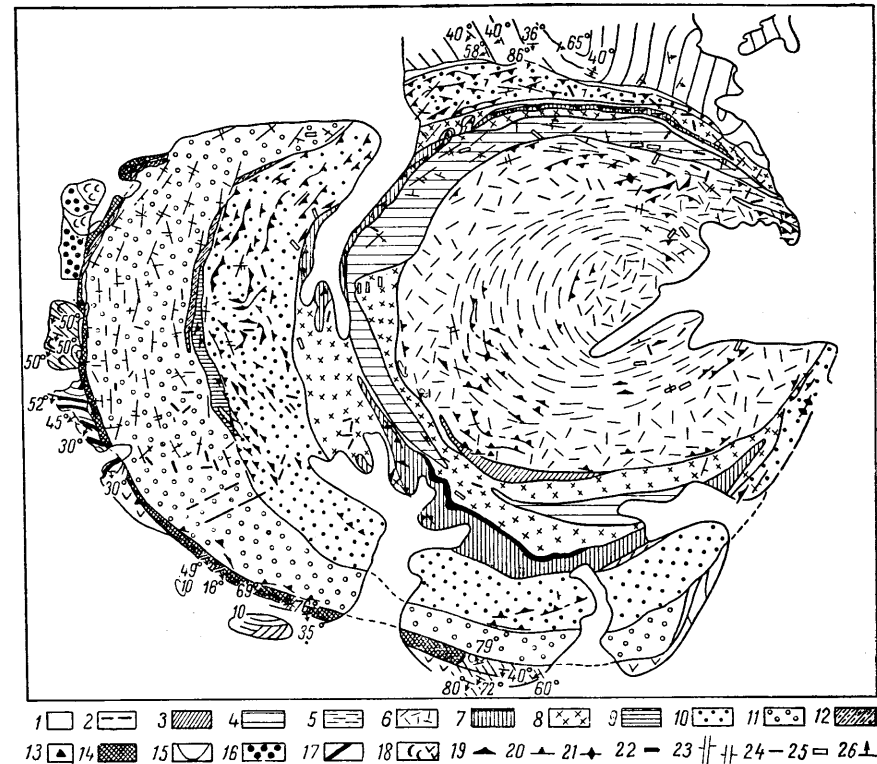


Рис. VIII-26. Структурно-геологическая схема нефелино-сиенитового плутона (по Елисееву, Володину и Ожинскому)

1—четвертичные отложения. Щелочные комплексы плутона: 2—молодые жильные породы; 3—мелкозернистые слюдяно-эгирино-роговообманковые сиениты; 4—среднезернистые эгириновые нефелиновые сиениты; 5—трахитоидные фойяиты; 6—массивные фойяиты; 7—ийолит-уртиты, малиниты, люавриты; 8—пойкилитовые нефелиновые сиениты; 9—щелочные сиенит-порфиры; 10—трахитоидные нефелиновые сиениты; 11—массивные нефелиновые сиениты; 12—щелочные и нефелиновые сиениты. Палеозой (?): 13—сланцы и роговики. Протерозой: 14—роговики; 15—гнейсы; 16—кварцевые габбро-диабазы и гранофиры; 17—метагаббро-диабазы. Архей: 18—основные эффузивы и туфогенные толщи. Структурные элементы: 19—трахитоидность с углами падения от 5 до 35°; 20—то же с углами падения от 35 до 80°; 21—то же с углами падения от 80 до 90°; 22—ориентированные шпильки; 23—первичные трещины отдельности; 24—дайки массивных пород; 25—дайки трахитоидных пород; 26—сланцеватость вмещающих пород. Параллельными линиями обозначено простирание вмещающих пород

местной ассимиляции известняков; процессы магмообразования происходили на большой глубине.

Вулканические жерла (некки) заполняют каналы, вдоль которых поднималась магма на поверхность (рис. VIII-27). Таким образом, неки представляет существенную часть вулканического аппарата. Форма неки в плане обычно овальная или круглая. Известны неки, на глубине переходящие в дайки. Диаметр некков изменяется от первых метров (Кураминский хребет) до 1600 м (Восточный Файф, Шотландия). Стенки некков обычно почти вертикальны. Состав пород, заполняющих неки,

может быть различен. Чаще всего это застывшая магма, но она может содержать большее или меньшее количество обломочного материала. Некоторые неки составлены грубым пирокластическим материалом, без

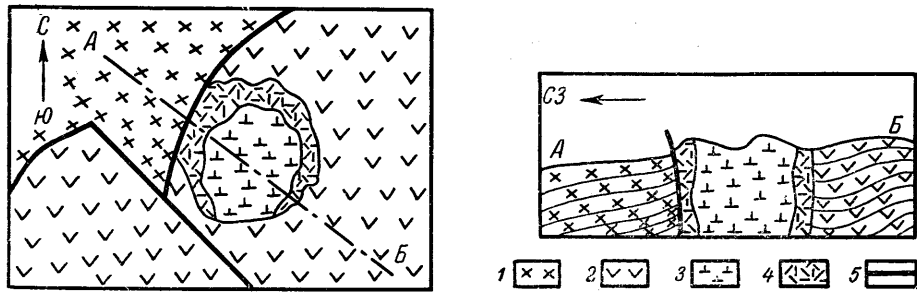


Рис. VIII-27. Вулканическая жерловина — нек (по Н. П. Васильковскому)

1 — породы шурапсайской свиты; 2 — породы минбулакской свиты; 3 — туфобрекчия; 4 — фельзитовый порфир; 5 — разлом

существенной сортировки — аггломератом, реже обломочный материал грубо напластован с чередующимися слоями туфов и аггломератов.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Изучение истории и механизма внедрения интрузии представляет большой теоретический и практический интерес потому, что с интрузиями магмы связан ряд важнейших месторождений полезных ископаемых, и правильные представления об условиях локализации магматических тел в земной коре необходимы для того, чтобы разобраться в возрасте и структурном положении магматогенных полезных ископаемых.

Наблюдения над формой и положением контактов и над взаимоотношениями интрузии с вмещающими породами не всегда дают возможность выяснить возраст, морфологию, тектоническое положение и историю процесса становления интрузивного тела. Большую помощь в разрешении этих вопросов оказывает изучение внутренней тектонической структуры интрузивов.

### ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Внутренние элементы строения интрузивного массива отражают динамические воздействия и связанные с ними движения и деформации двоякого рода. Первые проявляются в период застывания магматического вещества и в промежуток времени, следующий сразу за затвердением, когда весь динамический план остается без существенных изменений. Деформации этого периода будем называть прототектоникой, т. е. первичной тектоникой интрузива.

Ряд других черт тектонического строения может быть образован много позднее, во время последующих тектонических фаз, причем план деформаций мог существенно изменяться. Эти наложенные, не первичные, тектонические черты не зависят от явлений, сопровождавших внедрение и отвердевание магматического тела, и в этой главе не рассматриваются. Таким образом, при исследовании любого интрузивного массива следует различать две группы фактов:

368

1. Форма интрузивного тела и структурные элементы, заложенные в этап превращения магматического вещества в интрузивную горную породу по мере затвердевания.

2. Нарушения первоначальной формы интрузивного массива и структурные элементы, образовавшиеся в результате деформации уже вполне сформировавшегося и затвердевшего массива.

### А. Прототектоника жидкой фазы

В застывающей, но еще жидкой магме первоначально выделяются фенокристаллы наиболее тугоплавких или наименее растворимых минералов.

При течении магмы или при деформации непосредственно под действием внешних тектонических сил происходит скольжение вещества вдоль системы параллельных поверхностей. Кристаллы, имеющие гетерометричные формы (т. е. неравномерные, например, призматические,

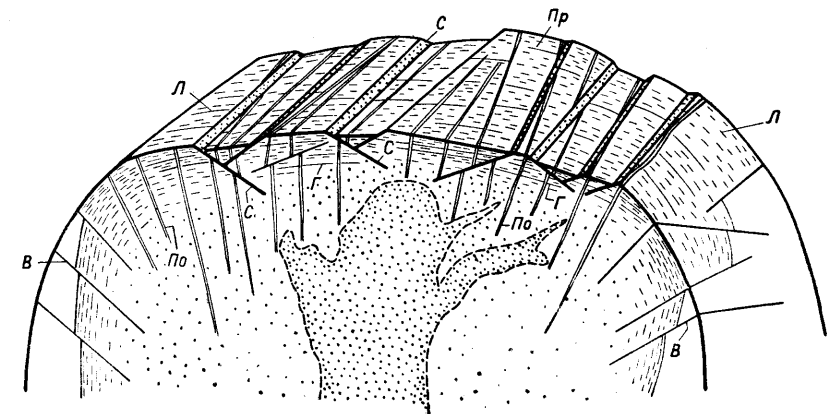


Рис. VIII-28. Блок-диаграмма прототектонических элементов гранитного массива

Л — линейная ориентировка; Пр — продольные трещины; По — поперечные трещины; Г — пологие трещины; В — взбросы. В средней части массива более молодое внутринтрузивное тело, внедрение которого могло вызвать образование пологих нормальных сбросов (С)

игольчатые, таблитчатые), в связи со скольжением по параллельным поверхностям при определенных условиях будут вращаться до тех пор, пока все или хотя бы часть из них не совместится своими длинными размерами с плоскостью скольжения. Так образуется один из ориентированных элементов прототектоники.

Игольчатые и призматические кристаллы могут быть также ориентированы не только параллельно плоскостям скольжения, но также иногда совмещаются с линиями движения вещества. В связи с этим различают линейные и плоские (плоскостные) структуры ориентировки (рис. VIII-28).

Правильную ориентировку принимают часто не только отдельные минералы, но также шпировые скопления, а также плоские ксенолиты, заключенные в магме.

Наконец, повидимому, скольжение может совсем отсутствовать, но при общем напряженном состоянии вещества кристаллизующиеся из нег минералы принимают определенную ориентировку.

**Линейно-параллельная ориентировка (волокнистость).** В породах, имеющих линейную структуру ориентировки, наблюдается линейный

параллелизм игольчатых или призматических минералов, а также шлиров, приобретающих веретенообразную форму. Шлиры (сгустки) имеют особенно важное диагностическое значение, потому что доставляют наиболее надежные указания об ориентировке и характере прототектонической структуры как линейной, так и плоской. Поэтому при изучении прототектоники массивов надо обращать особое внимание на отыскание и изучение шлиров.

Линейно-параллельная ориентировка исследуется в двух главных направлениях. Во-первых, определяется план расположения линейно-параллельной ориентировки в массиве магматической породы, преобладающие направления и углы ее погружения. При этом важно устанавливать взаимоотношения линейной ориентировки с план-параллельной ориентировкой, потому что далеко не всегда оси линейно-удлиненных минералов совпадают с направлением линий падения план-параллельной

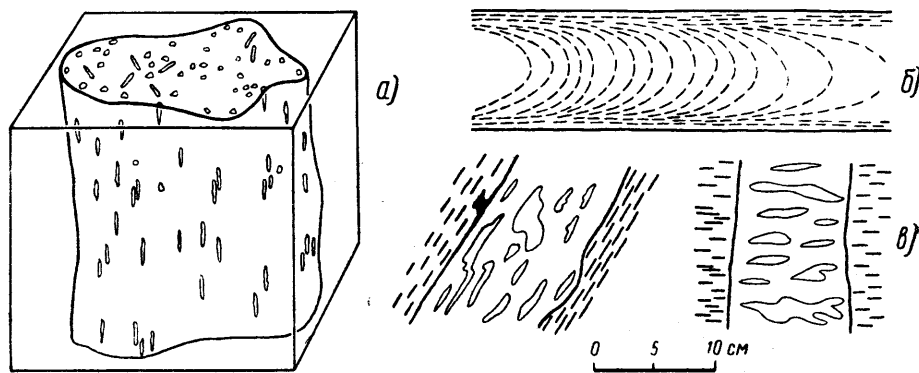


Рис. VIII-29. Ориентировка породообразующих минералов

а) в некке; б) дайка гранита с арочной формой линейной ориентировки; в) аплитовые жилы в гнейсогранитах. Видна линейная ориентировка в гнейсогранитах и ориентировка кварцевых скоплений в аплитах (по Г. Поспелову)

структуры. Об этом подробнее сказано ниже. Во-вторых, требуется выяснение генетических типов линейной ориентировки, потому что существует несколько линейных ориентировок, имеющих разное происхождение. Непонимание этого обстоятельства вызывает путаницу в представлениях относительно условий образования линейной ориентировки.

Первый тип линейной ориентировки представляет ориентировку течения. Е. Майо (1937) при исследованиях линейной ориентировки в гранодиоритах Сьерры-Невады установил, что она вместе со шлирами образует структуру течения, не зависящую прямым образом от ориентировки региональных тектонических сил и отражающую местные условия формирования отдельных тел.

Делались попытки установить общие закономерности ориентировки вытянутых кристаллических частиц в движущемся магматическом потоке (Шмидт В., 1932; Пэк, 1939, стр. 64). Во многих случаях удлиненные включения ориентируются по направлению течения. Подтверждают этот вывод вертикально ориентированные призматические и таблитчатые минералы в цилиндрических магматических телах типа некков с вертикальными осями, описанные Дж. Ричи (1930), Р. Болком и Ф. Гроутом (1934) и многими другими (рис. VIII-29 а). Однако даже в случаях несомненного происхождения линейной ориентировки в связи с течением магмы известны и другие способы расположения такой ориентировки. Например,

в Челябинском гранитном массиве в одной из каменоломен можно наблюдать трещину, заполненную гранитной дайкой с арочной линейной ориентировкой (рис. VIII-29 б). Аналогичное положение удлиненных минералов, поперечное к направлению течения магмы, описано в дайках многими исследователями (Болк, 1946; Клоос Э., 1946).

Второй тип линейной ориентировки характеризуется образованием сводов большого радиуса и в генетическом отношении до сих пор представляет предмет споров. Важнейшей особенностью линейной ориентировки второго типа является совпадение ее простираний с генеральными простираниями складчатых тектонических структур в породах, вмещающих интрузивный массив. Именно это обстоятельство дало основание Г. Клоосу считать, что линейная ориентировка в гранитных массивах отнюдь не отражает направление течения магмы и вообще прямо не связана с течением магмы. Согласно ранним работам этого исследователя, линейная ориентировка создается в гранитных массивах в результате воздействия на вмещающие породы и на еще не вполне застывший интрузивный массив региональных тектонических сил. По направлению действия тангенциальных сил происходит сжатие вещества, в перпендикулярном направлении в связи с подвижностью еще не остывшей магмы может происходить удлинение сжимаемого массива. При этом должен учитываться второй фактор — нагрузка вышележащих пород. Если бы нагрузка была минимальна, удлинение происходило бы кверху и линейная ориентировка была бы вертикальной, что наблюдается в некках и других полостях, заполненных магмой и свободно сообщающихся с поверхностью. Однако большинство интрузивных тел не достигает поверхности в связи с сопротивлением вышележащих пород, и удлинение происходит в стороны. От отношения между величиной нагрузки вышележащих пород и возможностями расширения магматического вещества в стороны зависит наклон линейной ориентировки к горизонту, который изменяется от горизонтального до полого наклонного и только около крутых контактов приобретает большие углы (рис. VIII-28). В таком понимании описываемый тип линейной ориентировки представляет результат удлинения или растяжения (Stretching) магматического вещества в направлении, перпендикулярном действующей тангенциальной тектонической силе, и сама линейно-параллельная ориентировка игольчатых и призматических минералов получила название штрекунга.

Впоследствии Р. Болк и ряд других исследователей чрезвычайно опростили вопрос о генезисе этого типа линейной ориентировки, связывая его только с течением магмы. С такими представлениями нельзя согласиться, потому что в этом случае нельзя было бы объяснить обычное совпадение линейной ориентировки второго типа с региональной ориентировкой тектонических структур вмещающих пород.

В больших массивах волокнистость (линейная ориентировка) и сопровождающие ее пологие прототектонические трещины ундулируют подобно осям в складчатых структурах. Образуются длинные, относительно пологие волны, которым следует линейная ориентировка. Замечательные примеры погружения и воздымания пологих прототектонических трещин можно наблюдать в гранитном массиве около с. Усть-Бухтарма и пристани Гусиная на Алтае. Такое же строение имеют в Каркаралинском районе массивы Кент и Бахты, значительная часть которых сложена гранодиоритами с отчетливой северо-восточной ориентировкой линейной структуры (Монич и Бок, 1945, стр. 114).

Подобные структуры легко объяснимы воздействием внешних, тангенциальных тектонических сил, но не могут быть поняты как структуры

течения магмы. Образующаяся ориентировка является результатом молекулярных движений без общего перемещения вещества (Клоос, 1923, стр. 95).

Третий тип линейной ориентировки, несомненно, совершенно не связан с явлениями течения в магме. В ряде интрузивных массивов можно наблюдать замечательное совпадение линейно-параллельной ориентировки в дайках и во вмещающих породах интрузии. Среди гнейсо-гранитов в районе Ловозера (рис. VIII-29 в) маломощные жилы аплито-пегматитов, не несущие следов катаклаза и перекристаллизации, обладают хорошо выраженной линейно-параллельной ориентировкой, обусловленной длинно-вытянутыми скоплениями кварца и вполне совпадающей с резкой линейно-параллельной ориентировкой в гнейсо-гранитах. Там, где ориентировка во вмещающих породах выражена слабо, первичная ориентировка в жилах параллельна простиранию и падению жил, независимо от плохо выраженной ориентировки в гнейсо-гранитах. Такие явления известны во многих местах (Левинсон-Лессинг, 1937, стр. 32; Поспелов, 1942, стр. 68; Клоос, 1920, стр. 94—96; 1924, стр. 17). Г. Л. Поспелов, описавший эти взаимоотношения в районе Ловозера, предполагает, что причины их могут быть не механическими, т. е. не связанными с воздействием тектонических сил. При этом он ссылается на влияние электрических и магнитных полей на условия кристаллизации диэлектриков (Кузнецов В. Д., 1937, стр. 118—120), считая, что единообразная ориентировка минералов во вмещающих породах могла создать обстановку наведения при кристаллизации минералов в жилах. Мысль эта новая, требует внимания и проверки. Если она окажется правильной, третий тип линейной ориентировки выделится как совершенно обособленный.

Четвертый тип линейной ориентировки представлен реликтами при метасоматическом образовании даек. Встречается он редко, потому что дайки в подавляющем большинстве случаев представляют обычные заполнения магмой трещин.

В естественных обнажениях линейно-параллельная ориентировка, даже когда она несомненно существует, часто подмечается с большим трудом и недостаточно опытными исследователями пропускается. При плохой видимости ориентировки важнейшим методом установления ее существования является сравнение формы зерен и состава породообразующих минералов в различных сечениях, т. е. на разных обнаженных плоскостях породы. Очень часто ориентировка зерен не сразу поддается визуальному определению, но выясняется, что один или несколько породообразующих минералов присутствуют в существенно больших количествах в одних сечениях и в меньших — в других. Это указывает на преимущественную ориентированность этих минералов и помогает выяснить направление ориентировки. Необходимо учитывать, что для достижения успеха должны исследоваться многочисленные различно ориентированные сечения, потому что во всех сечениях, косо ориентированных по отношению к волокнистости, наблюдения не будут давать определенного результата.

**Делимость.** В связи с развитыми в интрузивных массивах линейными структурами обычно наблюдаются пространственно сопряженные с этими структурами направления легкой и плохой делимости. С простиранием линейно-параллельной ориентировки совпадают вертикальные плоскости наилучшей делимости, которыми широко пользуются в каменоломнях при добыче гранитов. Вторая, почти горизонтально залегающая поверхность хорошей делимости также совпадает с ориентировкой линейной структуры в гранитах.

Перпендикулярно к линейно-параллельной ориентировке (т. е. к волокнистости) проходит направление плохой делимости породы, по которому порода наиболее трудно раскалывается.

**План-параллельная ориентировка.** В породах, имеющих план-параллельную или плоскостную структуру ориентировки, породообразующие минералы располагаются в параллельных плоскостях, имеющих различное происхождение. Особенно широко план-параллельная ориентировка развита в интрузивных массивах основного и щелочного состава, но довольно часто можно подметить план-параллельные структуры также в эндоконтактах гранитных массивов (рис. VIII-50). План-параллельные структуры встречаются также во многих дайках, о чем уже упоминалось.

Изучение план-параллельных структур проводится в трех главных направлениях. Во-первых, изучаются морфологические особенности плоскостей ориентировки. Во-вторых, определяются закономерности расположения план-параллельных структур в массиве магматической породы. В-третьих, выясняется генезис план-параллельных структур в исследуемых массивах.

Морфологические черты план-параллельных структур довольно разнообразны и выражаются как структурными, так и текстурными особенностями. Удовлетворительная классификация была разработана Т. М. Дембо в 1949 г. (1954). Он предлагает ввести всеобъемлющий термин — «направленность» для характеристики закономерного расположения частиц в горных породах. Направленность может быть представлена: а) ориентированностью и б) размещением (можно сказать, что ориентированность является структурным элементом направленности, а размещение — текстурным элементом). Текстурные полосы могут быть: а) с резкими и б) с постепенными границами. Отдельные полосы могут быть составлены: 1) из одного и того же материала с различной величиной зерна, 2) из одного и того же материала с обогащением за счет отдельных минералов и 3) из различных по минералогическому составу частей.

Классификация в общем виде изображена на рис. VIII-30. Эта классификация чисто морфологическая и обязательно должна дополняться определениями генезиса выделяемых типов план-параллельных структур [17].

Как и при наблюдениях некоторых типов линейных структур, наиболее надежные данные о пространственном положении плоскостной структуры доставляются уплощенными шширами.

План-параллельная ориентировка в гранитных массивах представляет, в общем, плохо различимый, подчиненный элемент строения. Реже она наблюдается в хорошем выражении, приводя к образованию разнообразных гнейсовых пород (гранито-гнейсов, гнейсированных гранодиоритов и т. д.). Однако только небольшая часть гранито-гнейсов имеет прототектоническое происхождение, а именно так называемые краевые гранито-гнейсы, развивающиеся в области контактов некоторых интрузивных тел, на что указано ниже. Остальные же гнейсы в своем большинстве либо представляют тонкие внедрения в тектонически расчлененные или слоистые толщи (инъекционные гнейсы), либо являются позднейшими тектоническими образованиями, не имеющими ничего общего с прототектоническим этапом формирования структур (динамометаморфические и регионально-метаморфические орто- и парагнейсы).

Выяснение генетических типов план-параллельных структур представляет не менее сложную проблему, чем уже рассмотренная нами задача определения генезиса линейных структур. Наиболее просто,

повидимому, этот вопрос разрешается в отношении план-параллельных структур в эндоконтактных зонах гранитных массивов. Обычно эти структуры характеризуются строгим параллелизмом по отношению к поверхностям контактов и прямо называются многими исследователями слоями течения. Эти структуры отражают положение плоскостей течения магмы.

К этому выводу уже очень давно пришел Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который пишет, что полосчатая структура есть результат расщепления магмы перед ее кристаллизацией и последующего вытягивания эмульсионных участков в полоски при движении магмы (1900, стр. 124). Так образуются как обычные, слабо выраженные план-параллельные структуры, так и настоящие гнейсовые структуры.

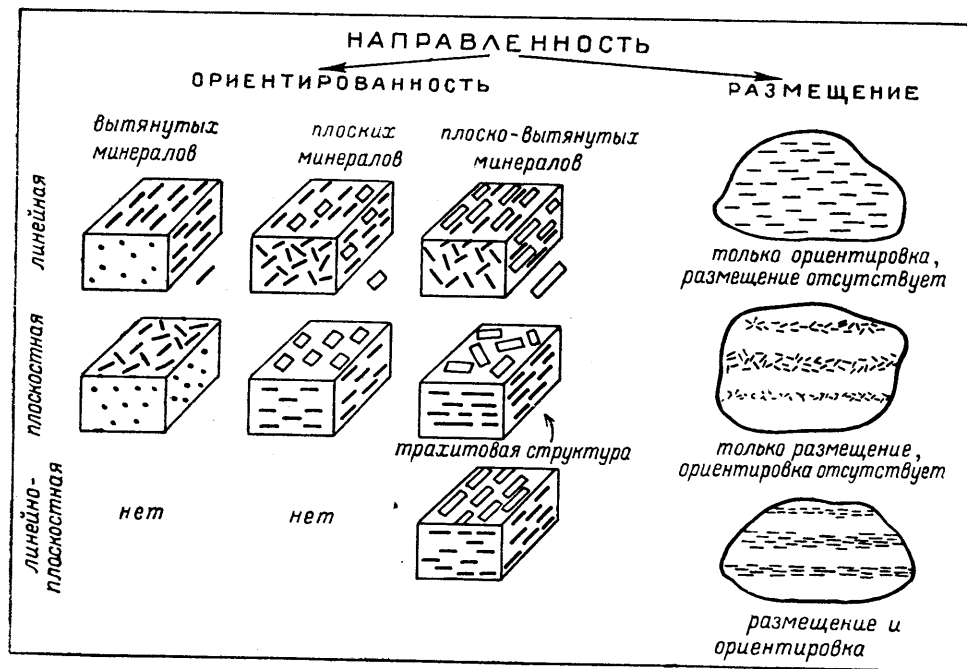


Рис. VIII-30. Классификация направленных текстур и структур горных пород (по Т. М. Дембо)

План-параллельная ориентировка в некоторых массивах развивается не только в эндоконтакте (мощность краевых гнейсов, например, в массиве Сьерры-Невады составляет 500—800 м), но также и в экзоконтакте, что указывает на совместное пластическое течение как самой магмы, так и окружающих, хорошо прогретых вмещающих пород. Так, например, в окрестностях небольшого интрузивного штока (5 × 8 км) с краевыми гнейсами в эндоконтакте залегание боковых пород не зависит от формы штока. Хорошо выражено самостоятельное простирание осадочных толщ, представленных граувакками, сланцами и конгломератами. Около штока простирание этих толщ изменяется и следует очертаниям массива (Болк и Гроут, 1934).

Важно подчеркнуть, что далеко не все гранитные массивы имеют зоны краевых гнейсов или хотя бы отчетливо выраженную план-параллельную ориентировку вдоль контактов. Так, например, в пермских гранитоидах Центрального Казахстана краевые гнейсы не устанавливаются.

Очевидно, геологические условия внедрения интрузий различны, и образование краевых гнейсов возможно только во вполне определенной обстановке. Этот важный критерий для геологической классификации интрузий до сих пор не разработан и почти не применяется геологами.

Иной генетический тип представляет план-параллельная ориентировка, описанная П. Т. Швец (1935, стр. 30) в гранитном массиве, интродуцированном в широко распространенные в районе гранито-гнейсы. Ориентировка биотита в гранитах параллельна полосчатости в окружающих гранито-гнейсах. В направлении, поперечном ориентировке, в гранитном массиве широко развиты диабазовые и кварцевые жилы (другая часть кварцевых и пегматитовых жил располагается в направлении, параллельном полосчатости в окружающих гранито-гнейсах). Отметим, что с одного края гранитный массив отделяется от гранито-гнейсов контактом, простирающимся поперек полосчатости в гранито-гнейсах. Таким образом, гранитный массив использовал поперечный разлом при внедрении. Тот факт, что биотит в нем ориентирован параллельно полосчатости в окружающих гнейсах, позволяет сделать вывод, что эта ориентировка связана с тектоническим напряжением, направленным перпендикулярно к генеральному простиранию структур, а не с течением магмы. Другое возможное предположение — граниты являются метасоматическими и сохраняют поэтому реликты древних структур замещенных пород. Однако гранитам присуща такая же анизотропия прочности, как в тектонически давленных породах (рис. VIII-31). Временное сопротивление сжатию в кг/см<sup>2</sup> в разных направлениях резко различное. В направлении, почти перпендикулярном к горизонту (⊥ к I) 2537, в направлении, параллельном полосчатости (⊥ к II) 2644, в направлении, перпендикулярном к полосчатости (⊥ к III) 2707 кг/см<sup>2</sup>.

Метасоматическому происхождению гранитов противоречит также использование ими при внедрении большого поперечного разлома. Поэтому наиболее вероятным в описываемом случае является образование план-параллельной ориентировки под действием региональных тектонических напряжений.

Третьим генетическим типом план-параллельной ориентировки являются гранито-гнейсы тектонического происхождения, формирующиеся в твердую фазу в зонах пластического течения вещества горных пород в твердом состоянии. Особенно характерна для таких гнейсов концентрация вдоль зон разломов и зон смятия. В алтайских зонах смятия гранито-гнейсы, образованные при деформации твердых пород, характеризуются типичной катакластической структурой. Само собой разумеется, что третий тип план-параллельной ориентировки в большинстве случаев уже не является прототектоническим.

Взаимотношения план-параллельной и линейной ориентировок при наблюдениях план-параллельных структур должны быть предметом пристального внимания. Линейно-параллельная ориентировка, повидимому, может иметь самостоятельный генезис, что и проявляется в особенностях ее расположения по отношению к план-параллельной ориентировке, образованной в плоскостях течения магмы.

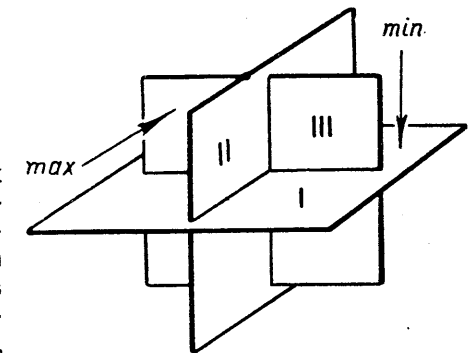


Рис. VIII-31. Анизотропия прочности в гранитах (по П. Швец)

Например, в некоторых гранитных интрузиях Судетских гор плоские шпильки местами падают на 20° круче, чем соответствующая линейная структура. В высокогорной части батолита Сьерры-Невады залегание плоских шпильков варьирует, тогда как линейная ориентировка роговой сбманки и ориентировка биотита в этих же участках остается постоянной (Болк, 1946, стр. 38 и 112).

Еще один весьма любопытный факт, доказывающий генетическую самостоятельность линейной ориентировки, заключается в следующем. Известно много небольших гранитных куполов с хорошо выраженным концентрическим расположением слоев течения, но почти неизвестно куполов, в которых была бы проявлена радиальная линейная ориентировка (рис. VIII-32 а, б). В подавляющем большинстве случаев в небольших куполах линейная ориентировка, вместо того чтобы занимать радиальное



Рис. VIII-32. Типы протектонических структур в интрузивах

а) купол слоев течения; б) радиальная линейная ориентировка (исключительно редкий тип); в) линейная ориентировка, параллельная генеральному простиранию тектонических структур во вмещающих породах

положение в плане, контролируется некоторым единым направлением, как правило, представляющим генеральное простирание тектонических структур во вмещающих породах (рис. VIII-32 в).

План-параллельные структуры в массивах основных и щелочных пород. Генезис план-параллельных структур (структур псевдостратификации и др.) в массивах основных и щелочных пород (рис. VIII-33) решительно связывается с движением и перераспределением в пространстве минералов и расплава.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1900) считает эти структуры, как отмечалось выше, результатом вытягивания при движении магмы. Большую

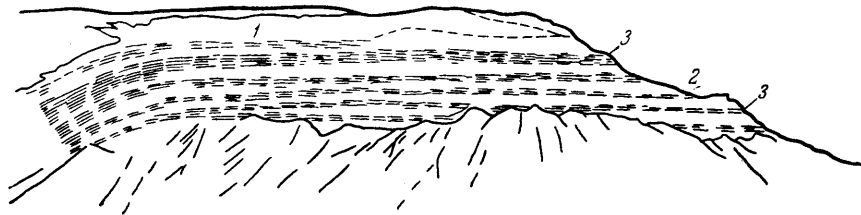


Рис. VIII-33. Псевдостратифицированный массив щелочных пород (по Н. Елисееву и др.)

1 — эвдиалитовые лувяриты; 2 — лопаритовый комплекс; 3 — лопаритовые лувяриты

сводку по параллельной полосчатости дал П. И. Лебедев (1921). М. А. Усов (1925, стр. 27) отмечает, что «при очень спокойном залегании пород основного комплекса это вытягивание нужно бы отнести исключительно к большой жидкоплавкости магмы, которая кристаллизуется быстро и без предварительного увеличения вязкости состояния и, таким образом, действительно легко расплывается при ничтожных даже подвижках». В работах А. А. Полканова (1928) и Р. Болка (1931) показано, что дифференциация магмы и образование полосчатости в ряде случаев связаны с явлениями распределения агрегатов кристаллов в движущейся жидкости по законам гидромеханики.

По Н. А. Елисееву (1953), совершенно невозможно объяснить возникновение первичной полосчатости в интрузивных породах без допущения,

что такая полосчатость возникла в движущейся среде. Отметим, что такое категорическое мнение приложимо к псевдостратифицированным основным и щелочным массивам, но в гранитах может развиваться также полосчатость другого происхождения, как было показано выше.

**Полосчатость** (Белянкин, 1951). В гранитных массивах, кроме план-параллельных структур, как показали исследования Е. В. Шевченко (1951) в Центральном Казахстане, развиваются различные по способу образования структуры, придающие массивам концентрически-зональное или параллельно-зональное строение.

1. Зоны закалки в контактовых частях интрузий представлены в нисходящем направлении от контакта к внутренним частям интрузии, например, в куполе Сарытау: а) аплитами мощностью от 2 до 30 м, б) аплитовидными гранитами мощностью от 10 до 25 м, в) мелкозернистыми гранитами мощностью от 15 до 40 м.

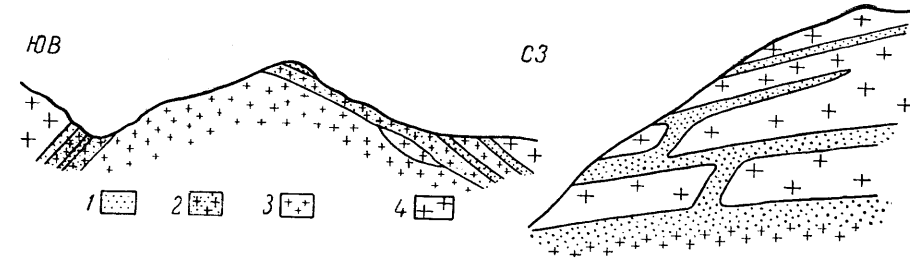


Рис. VIII-34 Шток мелкозернистых гранитов среди крупнозернистых гранитов Ауртауского плутона со сложно построенной зоной закалки

1 — аплиты; 2 — мелкозернистые граниты; 3 — среднезернистые граниты; 4 — крупнозернистые граниты

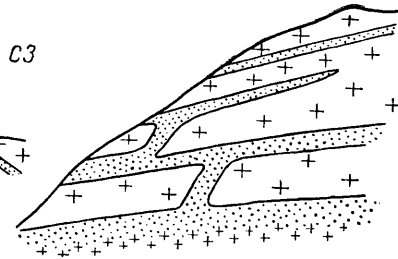


Рис. VIII-35. Инъекционная полосчатость с рвущими контактами в массиве Джаман Кзылтау

Переходы одной разновидности в другую совершаются постепенно на расстоянии 2—10 м. В сводовых участках купола, обладающих полыми контактами, мощность зоны закалки значительно больше (рис. VIII-34).

В породах зоны закалки развиты в основном аллотриоморфнозернистые, микропегматитовые и пойкилитовые структуры, тогда как в нижележащих породах такого же минералогического состава распространены такситовые, порфириформные и гипидиоморфнозернистые структуры. По структурным особенностям и минералогическому составу аплиты в зонах закалки не отличаются от обычных жильных аплитов, хотя в первых спорадически появляется небольшое количество биотита.

По наблюдениям Е. В. Шевченко, интрузивные тела, обладающие мощной зоной закалки, сопровождаются менее интенсивным экзоконтактным изменением. Величина же массивов не влияет на степень и характер изменения вмещающих пород. Например, Кзылтауский интрузив занимает примерно в 100 раз большую площадь, чем Акчатау, а метаморфизм окружающих его пород во многих случаях слабее.

2. Первичная кристаллизационная полосчатость. Этот любопытный тип полосчатости представлен чередованием оболочек, имеющих тождественный минералогический состав, но резко различную среднюю величину кристаллических зерен. Тонкая полосчатость обычно не встречается. Слои имеют мощность от 0,5 до 5, чаще 10—80 и даже до 200 м. Ориентировка минералов в слоях незаметна.

Так как переходы между оболочками с различной зернистостью весьма постепенны и происходят на интервале 10—30 м, предположение

о позднейшем инъекционном происхождении отдельных оболочек в данном случае не имеет оснований.

На наличие полосатости первичной и инъекционной в казахстанских интрузивных массивах указывают также В. К. Монич и И. И. Бок (1945, стр. 115, 122) и А. Г. Гокоев (1949, стр. 111).

Очевидно, первичная полосатость образовалась в процессе кристаллизации магмы на месте; мощность слоев, по мнению Е. В. Шевченко, может зависеть от энергетического состояния магматических масс и длительности промежутков времени между фазами деформации, нарушавшими процесс кристаллизации магматического вещества. В какой-то мере структура слоев, образующихся в связи с первичной кристаллизационной полосатостью, зависит от влияния летучих компонентов, содержащихся в магме. Повышенные концентрации их могли приводить к образованию более крупнозернистых разностей. Летучие компоненты могли накапливаться в отдельных куполах, и действительно, в некоторых куполах слои полосатости мощнее в центрах куполов. Так, например, в апикальной части Акчатауского купола мощность слоя, сложенного крупнозернистыми гранитами, достигает 200 м, а по периферии купола крупнозернистые граниты выклиниваются. Аналогичное строение имеют купола Кзылтау и Джаман-Кзылтау.

На процесс образования полос закали, равно как и первичной кристаллизационной полосатости могли оказывать влияние также другие внутренние факторы, в частности, степень перегрева магмы. В этом отношении нет твердо установленной точки зрения. Н. Боуэн считает, что гранитные магмы в местах кристаллизации имели ограниченный перегрев выше точки кристаллизации. Р. Дэли, наоборот, допускает значительный перегрев интродуцировавшей магмы.

3. Инъекционная полосатость также оказалась во всех изученных пермских интрузивных массивах Центрального Казахстана. Инъекционная полосатость возникает в результате внедрений магмы по системам параллельных, примерно горизонтальных трещин в только что застывших или же не вполне еще застывших верхних оболочках массива. В некоторых случаях расстояние между параллельными инъекционными полосами составляет первые метры, и общая структура оказывается похожей на переслаивание осадочных пород. Наиболее надежные признаки для отличия инъекционной полосатости от первичной кристаллизационной полосатости — резкие контакты между породами, образующими отдельные полосы, и наличие на некоторых участках рвущих, подводных каналов (рис. VIII-35).

Фенокристы микроклина и другие порообразующие минералы в инъекцированных полосах лишены признаков ориентировки. В шлифах, взятых с непосредственного контакта с вмещающими породами, наблюдается несколько большее количество зерен кварца, оптические оси которого ориентированы нормально к поверхности контакта, т. е. кварц рос примерно так же, как в жиле, формирующейся в открытой полости. Во внутренних частях полос кварц не имеет определенной ориентировки.

По химическому и минералогическому составу нет существенных различий между инъекцированными полосами и вмещающими породами, поэтому можно считать, что все они формировались в начальную стадию становления интрузивного массива, за исключением пластовых тел аплитов, которые, возможно, внедряются позднее из более глубоких частей очага.

Очень существенно, что образование инъекционной полосатости происходило в несколько фаз в связи с нарушением спокойных этапов эволюционного становления интрузивов тектоническими импульсами, вза-

мывавшими некоторые оболочки. Поэтому, кроме правильной полосатости, в изученных интрузивных массивах наблюдаются довольно многочисленные взаимные пересечения близковозрастных полос с крутыми, рвущими контактами.

Дифференциация магмы в связи с тектоническими движениями. Этому важному вопросу посвящены работы советских петрографов на Кольском (А. А. Полканов, 1928) и алтайском материале (Н. А. Елисеев, 1938, В. М. Силицын, Г. М. Гапеева, 1941). Этому же вопросу уделяет большое внимание С. Бубнов (1928).

По его данным, в ряде случаев дифференциация магмы совершается не *in situ*, в первичном магматическом очаге, не в статическом положении, а в этап поднятия магмы в верхние части земной коры и во время процесса становления интрузивного тела. На примере анализа магматических пород Шварцвальда С. Бубнов показал, что положение дифференциатов обуславливается совокупным действием двух независимых процессов — гравитации и движения в момент магматической инъекции. В рассматриваемом случае начало главной тектонической фазы и начало процесса дифференциации совпадают.

Также и Р. Болк (1931) при исследовании Адирондакского анортозитового массива пришел к заключению, что магматическая дифференциация в массиве представляет процесс, тесно связанный с тектоническими движениями. Полосчатость и линейная ориентировка в них связаны с первичным истечением магмы. Совершенно одинаковые структурно-тектонические особенности массивов сиенитов и анортозитов говорят о возникновении этих пород в результате дифференциации одной и той же родоначальной магмы. Подтверждают этот вывод довольно часто наблюдающиеся кристаллы лабрадора в сиенитах. Анортозиты южной части массива содержат линзовидные тела сиенитов, которые вполне аналогичны по минералогическим и химическим особенностям сиенитам в отдельных телах. Ни в одном случае не были наблюдаемы явления ассимиляции анортозитов более поздними сиенитами.

Между анортозитами и габбро также существуют постепенные переходы. В габбро наблюдаются шпильры и линзы анортозитов, а также отдельные кристаллы лабрадора. Тектонические воздействия на остывающий массив приводили к тому, что еще жидкий сиенитовый расплав отжимался от твердых сегрегаций лабрадорного состава.

Внутриинтрузивные тела жидкой фазы главной интрузии. Обзор тектоники жидкой фазы интрузивов не будет полным без характеристики внутриинтрузивных тел, внедряющихся, повидимому, на разных стадиях застывания главного интрузива. Хотя по отношению к этому главному интрузиву часть внедрений несомненно происходит в твердую фазу, однако вряд ли можно провести границы между ними и внедрениями, происходящими тогда, когда главное тело еще не затвердело. Есть много оснований утверждать, что и в случае, когда обе разновозрастные интрузии представляют еще расплав, сравнительно небольшие различия вязкости магмы главного тела и дополнительно интродуцирующей магмы достаточны для образования отчетливо рвущих контактов (рис. VIII-28—36). Однако ввиду трудности выделения этих структур из тех, которые были образованы в уже затвердевшем главном массиве, происходит постоянное смешение понятий о близко-одновременных и разновозрастных интрузиях.

Изучение комплексных интрузий, полосатости и внутриинтрузивных образований вскрывает сложный механизм становления интрузии, с чередованием эволюционных этапов и тектонических импульсов, в связи с которыми происходили внедрения дополнительных порций магмы в уже затвердевшие краевые части интрузивного тела. Эти факты обязывают исследователей с большой осторожностью делать выводы о многофазности и тем более существенной разновозрастности интрузий. До сих пор решающими указаниями на существенную разновозрастность считаются пересечения одних магматических тел другими. Между тем пересечения могут наблюдаться и в практически одновременных магматических телах.

В связи с разрешением вопросов металлогении и истории формирования геологической структуры для исследователя, изучающего интрузивы,



далеко не безразлично, каким образом будут истолкованы факты взаимных пересечений магматических тел. В свете сказанного выше очевидно, что наблюдаемые пересечения могут иметь тройное истолкование: а) внутриинтрузивная полосатость и внедрения, свойственные единому по своему генезису магматическому телу; б) пересечения самостоятельных дифференциатов, иногда с характерной металлогенной, присущей только некоторым из них. Локальная общность, близкая одновременность, наличие взаимопереходов дают основание объединять весь комплекс и многофазную интрузию, т. е. предполагать, что все члены его

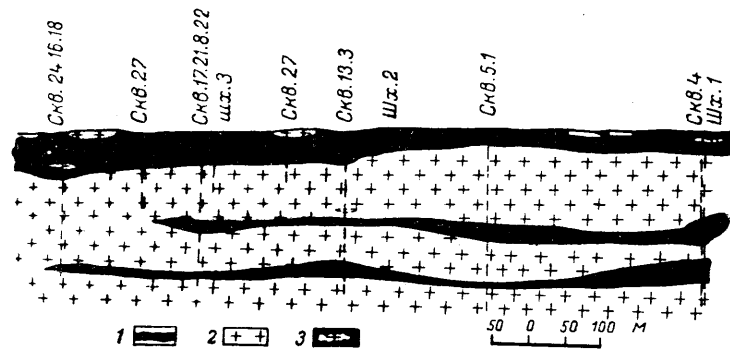


Рис. VIII-36. Внутриинтрузивные тела в гранитах Коунрадского плутона (по Е. В. Шевченко)

1 — пластовые внутриинтрузивные тела; 2 — среднезернистые граниты; 3 — ксенолиты среднезернистых гранитов

принадлежат, во-первых, одному, хотя и длительно развивавшемуся очагу и, во-вторых, их образование не разделяется каким-либо существенным, принципиальным изменением геолого-тектонической обстановки; в) к существенно разновозрастным должны быть отнесены образования, во-первых, принадлежащие, возможно, к одному магматическому очагу, но разделенные явлениями существенного изменения геолого-тектонической обстановки, например, фазой складчатости или крупного регионального сбросообразования и, во-вторых, образования, для которых можно предполагать, что они происходят из разновременных магматических очагов.

Надежные выводы о том, к какому из трех типов принадлежит интрузив, могут делаться только на базе всеобъемлющего анализа истории геолого-тектонического развития участка земной коры в целом.

## Б. Прототектоника твердой фазы

**Системы трещин.** Трещины, рассматриваемые в этом разделе, не любые трещины в интрузивных массивах, а только такие, которые находятся в строго определенных отношениях с линейно-параллельной и отчасти план-параллельной ориентировкой или для которых может быть доказана закономерная связь с формой интрузии и с тектонической структурой, создававшейся одновременно с процессом становления интрузии (рис. VIII-28).

Системы трещин прототектонического этапа вызваны теми же тектоническими силами и отражают тот же план деформации, какие существовали во время становления интрузии и определили черты прототектоники жидкой фазы. Об этом ограничении нельзя забывать, потому что в интрузивном массиве может существовать множество других систем тре-

щин, образованных значительно позднее, иными тектоническими силами, при другом плане деформации.

**Продольные прототектонические трещины.** Система продольных прототектонических трещин располагается параллельно направлению линейной ориентировки второго генетического типа в интрузивном массиве.

Морфология их разнообразна. В одних случаях это короткие трещины с довольно неровными стенками. В других случаях трещины протяженные и со штрихами скольжения (Болк, 1946, стр. 33). В общем, они выражены в природе хуже трещин следующих двух систем. Большей частью это трещины пустые, закрытые, но некоторое количество даек (до 15% от общего количества) и прожилков аплита и пегматитов в этих трещинах указывают на их древнее прототектоническое происхождение. Продольные трещины соответствуют части трещин S по номенклатуре Г. Клооса (1922 с, стр. 2—4).

Очень важно подчеркнуть, что эти трещины в ряде районов имеют ту же ориентировку по отношению к действующим силам и то же происхождение, как трещины расланцевания, параллельные осям складчатых структур во вмещающих интрузивное тело осадочных породах.

В гранитах Штрелена, в Силезии, крутопадающие продольные плоскости большей частью соответствуют плоскостям сланцеватости в кристаллических сланцах, совпадают с простиранием линейной ориентировки и расположены перпендикулярно к направлению действия тектонических сил. Аналогичные тектонические соотношения характерны для гранитного массива Исполиновых гор. Этот массив затвердел при воздействии сил, направленных с юго-юго-запада, которые собрали в складки осадочные породы и превратили в гнейсы древнейшие граниты на северной и южной границах массива.

В соответствии с генезисом, продольные прототектонические трещины, сравнимые с плоскостями сланцеватости в динамически расланцеванных породах, часто распределяются ритмически неоднородно, образуя отдельные зоны с более тесным расположением трещин, разделенные зонами слабо развитой трещиноватости.

В. М. Сергиевский указывает, что в большой группе гранитных массивов восточного склона Урала системы продольных трещин простираются на северо-запад при меридиональном и северо-северо-восточном простирании складок во вмещающих породах. Причины такого несовпадения продольных трещин с региональными тектоническими структурами не выяснены.

Способ образования продольных прототектонических трещин всегда должен быть объектом внимательного изучения, так как далеко не все трещины, совпадающие с линейной ориентировкой минералов, являются прототектоническими. Поскольку сама линейная ориентировка минералов создает механическую неоднородность породы, вполне возможно более позднее образование некоторых систем продольных трещин.

**Поперечные прототектонические трещины.** Системы поперечных прототектонических трещин простираются перпендикулярно к направлению линейной ориентировки второго генетического типа в интрузивном массиве, но это не означает, что плоскости поперечных трещин всегда нормальны к осям линейной ориентировки. Несовпадение тех и других объясняется различиями в величине нагрузки пород кровли в жидкую фазу, когда формировались поперечные трещины, которые распространяются далеко вверх, в породы кровли. Веер их часто очерчивает свод более пологий, чем первоначальный свод линейной ориентировки. Поперечные трещины соответствуют части трещин Q в другой номенклатуре.

Морфология поперечных прототектонических трещин довольно характерна. Эти трещины имеют значительную длину, сравнительно прямолинейны, на плоскостях их весьма часто можно наблюдать штрихи скольжения, обычно пологие. Многие поперечные трещины бывают заполнены дайками аплитов, пегматитов, сиенит-порфиоров, гранит-порфиоров, порфириров, лампрофиоров и кварцевыми жилами; довольно обычна минерализация пиритом и в таком случае поперечные трещины отличаются на поверхности от трещин других систем по бурому цвету лимонитовых натексов.

Генезис поперечных прототектонических трещин вызывает много споров. Г. Клоос и Р. Болк считают их трещинами растяжения (отрыва), формирующимися в самые начальные этапы становления интрузива. Согласиться с этим нельзя. Поперечные прототектонические трещины было бы ошибочно считать образованием, специально свойственным магматическим телам, поскольку во многих местах установлено их распространение в породы кровли. Так, например, поперечные трещины в гранодиорите горы Ляйеля, заполненные дайками, продолжают за контакт интрузии на 1,5 км (Болк, 1946, стр. 51, 126 и 127). Такие же явления наблюдаются в Казахстане и, по П. Ф. Иванкину, в ряде мест центрального Тянь-Шаня. В Кылтауском массиве отдельные кварцевые жилы и целые группы их секут контакт, переходя без изменения простираения из гранитов во вмещающие породы (Шевченко, 1951, стр. 193).

Изучение структуры гранитных массивов Исполиновых гор и Лаузицкого (Болк, 1946, стр. 82 и 87) хорошо показало, что поперечные трещины перпендикулярны не только линейной ориентировке в гранитах, но и главным структурным осям складчато-метаморфического комплекса вмещающих пород. Следовательно, вряд ли способ и время их образования существенно отличаются от способа и времени образования поперечных трещин среди складчатых осадочных и метаморфических пород.

С другой стороны, уже отмечалось, что поперечные прототектонические трещины иногда образуют веерообразные системы, находящиеся в близком соответствии со сводами линейной ориентировки в интрузивных массивах, но в то же время проникают далеко в породы кровли. Веерообразные структуры подобного типа поперечны главному направлению складчатости, при этом они отражают ундуляцию осей складок.

Все перечисленные факты позволяют утверждать, что поперечные прототектонические трещины не в меньшей мере, чем линейная ориентировка второго генетического типа, отражают общий региональный план тектонической деформации при складкообразовании во вмещающих породах.

Как известно, при складчатости удлинение происходит только вверх, по направлению главной оси деформации *A*, по направлению же простираения складчатых комплексов, соответствующему оси *B*, отнюдь не происходит удлинения, а осуществляется небольшое сокращение, которое находит выражение в ундуляции осей складок. Следовательно, поперечные прототектонические трещины, столь тесно связанные с региональным планом деформации, не могли образоваться как трещины отрыва. Морфология их (прямолинейность, большая протяженность, пологие борозды скольжения на стенках) также не свидетельствует в пользу представлений об их отрывном образовании.

Более вероятным является сдвиговое (сколовое) происхождение поперечных прототектонических трещин, отвечающее моментам весьма энергичных тангенциальных сжатий. Образование сдвиговых трещин в этих условиях широко распространено и отражает гетерогенность участков земной коры, подвергнутых тангенциальному сжатию. В связи с этим

отдельные блоки, сминавшиеся более интенсивно, приобретали самостоятельное, дифференциальное движение по отношению к другим блокам.

Заполнение же поперечных прототектонических трещин отвечает следующему этапу тектонической жизни земной коры, закономерно сменяющему сильное сжатие и представленному растяжением, наиболее отчетливо проявляющимся вдоль средней оси деформации *B*. В этот этап общего растяжения незначительное растяжение осуществляется и по меньшей оси *C*. Поэтому некоторые количества жильных пород занимают также продольные прототектонические трещины.

Поперечные прототектонические трещины в этап растяжения разверзаются настолько значительно, что общее удлинение земной коры на небольших участках составляет многие сотни метров. Так, например, на небольшой площади обнажений лаузицких гранитов обнажается 1250 даек основных пород, из которых некоторые мощностью до 115 м.

Такие большие величины растяжения земной коры сами по себе служат достаточным аргументом против допущения, что растяжение могло произойти в этап общего тангенциального сжатия земной коры.

Этапы сжатия и растяжения, повидимому, неоднократно чередуются, что видно из различного состава заполнения поперечных прототектонических трещин и из наблюдений в рудных районах.

**Диагональные, крутые прототектонические трещины.** В некоторых интрузивных массивах наблюдаются крутозалегающие прототектонические трещины, образующие углы от 45° и более с направлением линейной ориентировки. Они заполняются дайками пород магматического происхождения, так же как поперечные трещины.

Генезис этих трещин, очевидно, также связан с действием тангенциальных сжимающих сил, причем вдоль трещин наблюдаются горизонтальные смещения, дающие укорочение в направлении действующих сил (т. е. по оси *C*) и удлинение в поперечном направлении, т. е. по оси *B*. Таким образом, эти трещины являются характерными трещинами скальвания.

Как мы уже указывали, удлинение по оси *B* не характерно для условий тангенциального сжатия в доступных наблюдению частях земной коры. Это представление вполне оправдывается и в данном случае. Диагональные, крутые прототектонические трещины встречаются значительно реже поперечных трещин.

**Пологие прототектонические трещины.** Пологие прототектонические трещины (трещины *L* по другой номенклатуре, поверхности псевдотрагификации) представляют весьма распространенное образование в интрузивных массивах (табл. XXXI), о чем можно судить по широкому развитию совпадающих с ними пологозалегающих пластовых залежей аплитов, пегматитов, основных пород, кварцевых жил и различных мелкозернистых и порфирировых тел гранитоидов, инъецированных вдоль пологих структур. Многочисленные примеры можно найти в описании пермских плутонов Центрального Казахстана, сделанном Е. В. Шевченко (1951, стр. 34, 50, 61, 101, 115, 172).

Прототектонические пологие трещины и структурные плоскости не всегда совпадают с так называемой пластовой (матрасовой) отдельностью в гранитах, что хорошо наблюдалось в Кылтауском и Коунрадском массивах (Шевченко, 1951, стр. 104—105), в Исполиновых горах (Клоос, 1952, фиг. 27—30) и в южной Швеции (Льютгнер, 1927, стр. 181, фиг. 54).

Таким образом, и среди пологих трещинных систем существуют различные генетические типы, и выделение, а следовательно, и изучение этих

структур в поле возможно только на основании генетического принципа.

Были предложены следующие гипотезы по поводу образования пологих трещин в гранитах:

1. Сжатие во время остывания магмы в условиях вертикально действующей нагрузки вышележащих пород (изменение объема застывающей магмы). Псевдостратификация поэтому приблизительно параллельна первоначальной поверхности контакта гранита. Напряжения натяжения, возникающие во время охлаждения, разряжаются наиболее легко в направлении псевдостратификации.

2. Концентрическое выветривание, обусловленное первоначальной текстурой или минеральным составом пород. Очевидно, трещины подобного типа не могли существовать в стадию становления плутона и не могут быть отнесены к прототектоническим. Существование подобных систем трещин в гранитах вполне вероятно, так как замечено, что пологие трещины определенных типов быстро уменьшаются в количестве при углублении карьеров.

3. Расширение, вызванное солнечной теплотой после того, как гранит обнажен эрозией. Очевидно, и эти трещины нельзя смешивать с прототектоническими. В то время как пологие прототектонические трещины в общем случае не подчиняются морфологии современной поверхности, трещины третьего и отчасти второго типа повторяют формы рельефа.

**Краевые взбросы прототектонического этапа** наблюдаются в некоторых интрузивных массивах по периферии круто поставленных контактов (рис. VIII-28). Многие из них сопровождаются слоями течения (план-параллельными структурами) в эндоконтакте интрузии, ориентированными строго параллельно поверхности контакта. В таких случаях граниты в эндоконтакте превращены в тектоно-магматические гранито-гнейсы, и это явление наряду с образованием краевых взбросов служит прямым указанием на значительную интрузивную силу перемещавшейся вверх магмы. Можно представить себе, что остывавшая краевая оболочка, сложенная тектоно-магматическими гранито-гнейсами, под напором прибывавших новых масс расплавленного материала из внутренних частей поднимавшегося интрузива нарушалась и по сколовым поверхностям надвигалась вместе с прилегающими породами экзоконтакта наружу и вверх. Таким образом, были сформированы краевые взбросы прототектонического этапа как непосредственное следствие активного внедрения магмы и стремления расширить магматическую камеру в стороны.

Ранний возраст краевых взбросов доказывается, в частности, тем, что они нередко вмещают дайки магматических пород — производных интрузии (Болк, 1946, стр. 132). По мнению Р. Болка, конические слои, широко развитые в третичной магматической провинции Шотландии, являются эквивалентами краевых трещин.

В ряде районов, в частности, на западном контакте массива Сьерры-Невады, краевые взбросы вмещают гидротермальные жилы.

**Внутриинтрузивные тела твердой фазы главной интрузии.** Выше уже отмечалось, что при изучении внутреннего строения интрузивных массивов, повидимому, необходимо считаться с многократным поступлением новых порций магмы из более глубоких частей. Е. В. Шевченко (1951) показал на большом фактическом материале пульсирующий характер внедрений магмы; инъекции разделены длительными интервалами спокойного, эволюционного развития интрузивного тела, в течение которых создаются концентрические оболочки охлаждения главного тела. Дополнительные инъекции начинаются еще в жидкую фазу становления главного интрузива и продолжаются в твердую фазу, когда по крайней мере

внешние оболочки интрузии уже выкристаллизовались. Штоки секущих, более молодых инъекций иногда представлены порфировыми, иногда мелкозернистыми разностями (рис. VIII-37). В Ортауском массиве внутриинтрузивные пологие и крутопадающие тела сложены аплитовидными или мелкозернистыми гранитами, которые имеют аналогичный гранитам главного массива минералогический и химический состав и отличаются от них только отсутствием в породах микропегматитовой и пойкилитовой структуры.

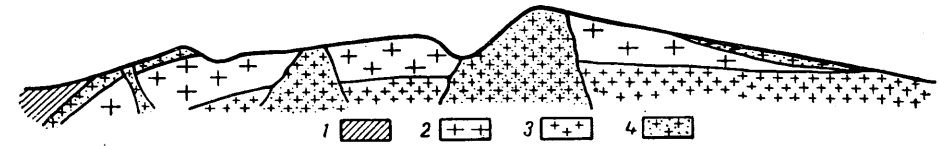


Рис. VIII-37. Внутриинтрузивные тела в Ортауском плутоне

1 — песчано-глинистые сланцы (нижний девон); 2 — крупнозернистые граниты; 3 — среднезернистые граниты; 4 — мелкозернистые граниты

Крутозалегающие штоки мелкозернистых гранитов пересекают все обнажающиеся оболочки главного массива и уходят на глубины, недо-

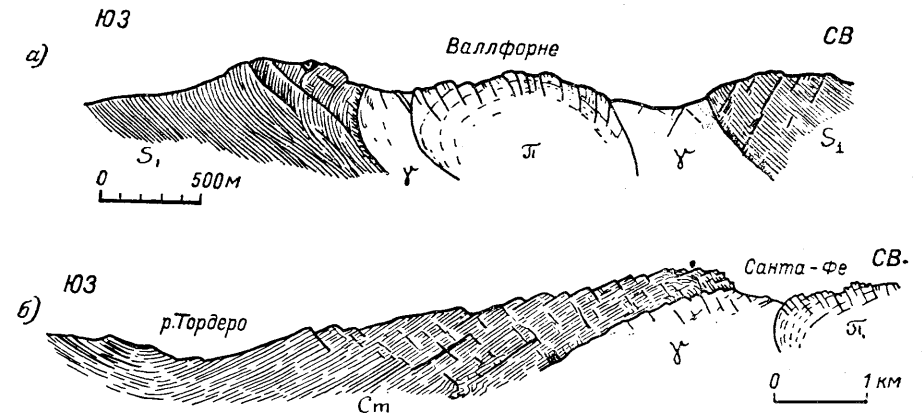


Рис. VIII-38. Внутриинтрузивное тело кварцевых порфиров в гранитах Кельтиберийских гор (по Г. Ашауэру и Р. Тайхмюллеру, 1935)

Cm и S<sub>1</sub> — сланцы кембрия и нижнего силура; γ — граниты; π — кварцевый порфир

ступные наблюдению. Таким образом, они сформированы во всяком случае позднее трех верхних оболочек, сложенных гранитами главного массива. В то же время крутозалегающие штоки сами пересекаются дайками аплита и фельзит-порфира, что не дает оснований слишком повышать их возраст и даже не позволяет относить их к конечным производным магмы, образовавшей главный массив. Тем более не может быть речи об их принадлежности к самостоятельному магматическому этапу.

Внутриинтрузивные тела кварцевых порфиров, залегающие среди гранитов, показаны на геологических профилях через Санта-Фе и Валлфорне в Кельтиберийских горах (рис. VIII-38).

**Нормальные сбросы в куполах интрузивов.** Видимо, за счет воздействия интрузивной силы пробивающихся вверх дополнительных инъекций магмы в сводовых частях главных интрузивных массивов могут развиваться системы пологопадающих нормальных сбросов (рис. VIII-28), хотя образование таких же систем можно представить и на самых начальных стадиях застывания главного массива без всяких ясно выраженных секущих инъекций, просто как результат сильного вертикально направленного импульса интрузирующей магмы и связанного с ним стремления только что затвердевшего свода растянуться в стороны (Клоос, 1922 а). В первом случае пологие нормальные сбросы могут быть моложе других систем прототектонических трещин, смещая последние.

### ПОЗДНЯЯ ТЕКТОНИКА (ЭПИТЕКТОНИКА) ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

При изучении трещинной тектоники интрузивных массивов и сравнительном анализе ее путем сопоставления с прототектонической ориентировкой минералов и с тектоническими структурами вмещающих пород кровли возможно выделить системы трещин позднего происхождения, не имеющие отношения к прототектонике.

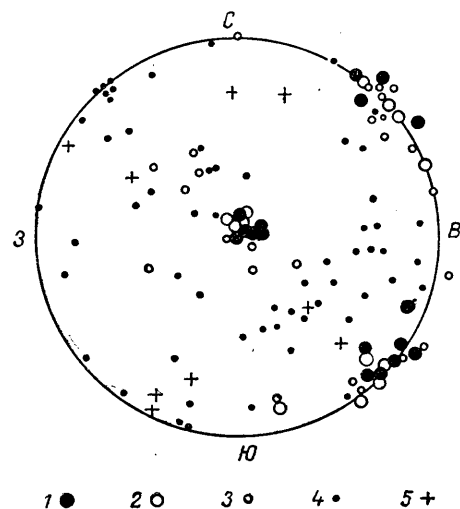


Рис. VIII-39. Синоптическая диаграмма трещиноватости в серых гранитах юго-восточной части Украинского кристаллического массива (по Б. П. Беликову)  
Максимумы: 1 — четкие, 2 — размытые, 3 — второстепенные; 4 — пегматитовые жилы; 5 — шпильки

Пример развития в основном поздней тектонической трещиноватости представляет Гайворонский массив чарнокитов на юге Украины (Апродов, 1943). В массиве имеются мощные жилы красного гранита с пегматитом, простирающиеся с северо-востока на юго-запад, параллельно направлению гнейсовой и полосчатой текстуры пород. Характерны также обособленные полосы гранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро, простирающиеся в том же направлении. Наблюдаются смещения разорванных полос (ксенолитов) и загибы их концов в южной части района к северу, а в северной части к югу (вращательные, сдвиговые движения).

Главная, или первая, система вертикальных трещин имеет простирание с северо-востока на юго-запад. Вторая система вертикальных трещин располагается перпендикулярно к главной и падает под углами 85—90° на юго-запад.

График частоты трещин (рис. VIII-40) главной системы показывает, что примерно через одинаковые промежутки порода раздроблена интенсивной трещиноватостью, сосредоточивающейся в сравнительно узких

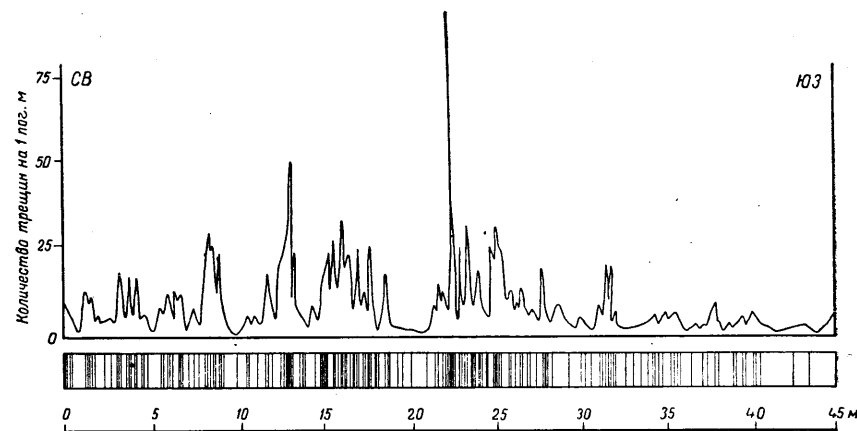


Рис. VIII-40. График частоты трещин в гранитах Гайворонского массива (по В. А. Апродову)

полосах. Вдоль этих трещин развиваются дополнительные внедрения различных жил; вероятно, эти трещины образованы позднее в условиях общего сжатия как сдвиговые. На этих примерах можно видеть, что наиболее отчетливые системы трещин могут совсем не укладываться в стандартную схему Г. Клооса.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ ИХ СТРУКТУРЫ

При ознакомлении с прототектоническими элементами структуры интрузивных тел и с более поздними, наложенными структурными чертами мы могли убедиться в том, что как форма (морфология), так и тектоническая структура интрузий могут иметь различный генезис. Линейная ориентировка в интрузиях может происходить по крайней мере в связи с тремя процессами, не связанными друг с другом или только косвенно влияющими один на другой. То же самое мы установили в отношении плоскостной ориентировки. Столь же многочисленными по генезису могут быть системы трещин, развитые в интрузивных телах.

Следовательно, правильное истолкование наблюдаемых структурных элементов в интрузивных телах возможно только на основе изучения генезиса структурных элементов. А так как само интрузивное тело представляет геологическое образование, которое формируется в различных условиях среди окружающих пород земной коры и вместе с этими породами испытывает влияние тектонических сил, успешное изучение интрузивов и их тектоники возможно только в полной, тесной связи с изучением геологии всего участка земной коры, вмещающего интрузивные тела.

О недостатках методов изучения структуры интрузий, применяемых Г. Клоосом и Р. Болком. Производя весьма детальное изучение внутренней структуры интрузий, Г. Клоос и Р. Болк, как правило, недостаточно детально выясняют вопросы региональной геологии участков, вмещающих интрузии, ограничиваясь схематической характеристикой возраста и структурного положения интрузий среди окружающих пород и часто совсем не приводят данных о возрасте и особенностях формирования тектонических структур вмещающих пород. В этом отношении особенно характерна книга Р. Болка (1946), в которой, несмотря на ее кажущуюся полноту, не делается попытки выяснить сколько-нибудь обстоятельно геологическое положение

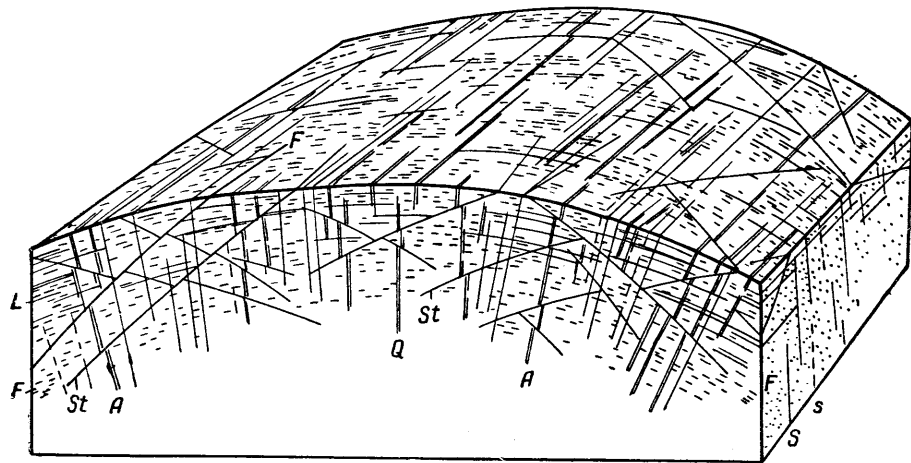


Рис. VIII-41. Блок-диаграмма прототектонических элементов в гранитах Исполиновых гор (по Г. Клоосу)

*F* — линейная ориентировка; *Q* — трещины поперечной системы; *S* — трещины продольной системы; *L* — пологозалегающие трещины; *St* — нормальные сбросы, по которым смещены более древние трещины и жилы; *A* — жилы аплита (двойные линии)

интрузий. В обобщающей работе Г. Клооса (1936) также отсутствует разработанная геологическая систематика тектонических структур интрузивных тел, подменяемая формально-морфологической систематикой.

Именно в недооценке вопросов изучения геологического положения интрузии в связи с геологической историей формирования всего участка земной коры, вмещающего интрузии, заключается наиболее слабое место теоретических представлений Г. Клооса, Р. Болка и других следующих за ними тектонистов.

Уже давно ряд советских геологов выступал с критикой упрощенных схем тектоники интрузивных массивов. Одними из первых являются критические замечания В. Н. Лодочникова (1926), хотя в целом автор принимает систематизацию интрузий Г. Клооса. Упомянем работы Г. Л. Поспелова (1942), статьи Л. И. Лукина и И. П. Кушнарева (1951) и др.

Критика разработанной Г. Клоосом классификации трещин. В большинстве руководств по структурной геологии приводится схема классификации трещин плутонов по Г. Клоосу, изображенная на рис. VIII-41.

Нетрудно видеть, что трещины *Q* здесь соответствуют поперечным, *S* — продольным и *L* — пологим прототектоническим трещинам. Трещины *Q* располагаются перпендикулярно по отношению к линейной ориентировке, трещины *S* — параллельны линейной ориентировке.

Как будто эта классификация совпадает с изложенной нами выше классификацией главных прототектонических структур. Однако при ближайшем рассмотрении нетрудно усмотреть коренные, принципиальные различия в содержании понятий и в использовании обеими классификациями.

Во-первых, в классификации Г. Клооса генезис трещин *Q* объясняется неверно (трещины отрыва), что приводит к неправильным выводам при анализе взаимоотношений этих трещин с трещинами другого генезиса во вмещающих породах.

Во-вторых, по схеме Г. Клооса трещины *Q* перпендикулярны к линейной ориентировке вообще, тогда как мы знаем, что линейная ориентировка может иметь разный генезис.

К характерному типу поперечных трещин могут быть отнесены только те, которые нормальны по отношению к линейной ориентировке, образованной в связи с воздействием на магматическое тело региональных сжимающих сил, направленных перпендикулярно к складчатым структурам и к взбросо-надвигам. Трещины же, перпендикулярные к линейной ориентировке истечения магмы, не всегда могут быть отнесены к типу поперечных. Тем более не могут быть отнесены к поперечным трещинам только на том основании, что их простирание нормально по отношению к простиранию план-параллельных текстур течения в гранитах.

В-третьих, по представлениям Г. Клооса, трещинная тектоника преимущественно отражает особенности морфологии магматических тел. Отсюда постоянное стремление исследователей считать трещины *Q*, *S* и *L* специфическими системами, присущими главным образом магматическим телам. Трещины, широко развитые как в интрузивном массиве, так и во вмещающих породах, опасаются относить к прототектоническим, что совершенно неправильно. Обычно специфические черты ориентировки приписывают только элементам жидкой фазы, что вполне понятно, если учесть легкую подвижность магматического расплава. В отношении же трещин, развитых в интрузиях, надо подчеркнуть характерную в большом количестве случаев их общность с системами трещин в породах кровли, независимо от того, имеем ли мы дело с прототектоническими трещинами или с трещинами значительно более позднего происхождения.

В-четвертых, все сказанное в отношении трещин *Q* вполне применимо к трещинам *S* и трещинам *L*.

Подмена генетической классификации трещин морфологической классификацией с совершенно недостаточно разработанной генетической основой, какой является классификация Г. Клооса, приводила и будет приводить в дальнейшем к путанице и принципиальным ошибкам. Развитием и истолкованием поздних представлений Клооса является книга Р. Болка, где прототектоника жидкой фазы связывается только с истечением магмы; Р. Болк проводит в книге ошибочную мысль о якобы закономерной ориентировке систем прототектонических трещин по отношению к любым элементам жидкой фазы, не учитывая того, что прототектонические элементы жидкой фазы разнородны по своему происхождению.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ИНТРУЗИВОВ А. А. ПОЛКАНОВА

Значительная и последовательная попытка выяснить вопросы геологического положения интрузивных тел предпринята А. А. Полкановым (1945, 1946 а, б). Принадлежащая ему классификация интрузивов с небольшими изменениями приводится ниже.

Рассмотрение геологических особенностей интрузивов производится по нескольким направлениям.

1. Различаются не менее четырех типов проявления эндогенных сил магмы, каждый из которых в определенной геологической обстановке приводит к образованию характерных типов интрузивных тел:

а) активное механическое действие магмы в связи с гидродинамической передачей тектонических сил, действующих на разных глубинах в земной коре;

б) нарушение фазового равновесия в газовой-жидкой среде магмы со вскипанием газовой фазы и последующим взрывом (трубки взрывов, вулканические некки, образующиеся на сравнительно небольших глубинах);

в) протыкающее поднятие больших масс магмы, имеющей меньший удельный вес, чем окружающие породы (диапировые гранитные интрузии, относящиеся к фазе, заключающей главные орогенные движения);

г) активное химическое действие магмы, управляемое законами физической химии (мигматитовые интрузивные тела глубоких сечений орогенных поясов);

2. Различаются по структурно-тектоническому положению и времени внедрения интрузии в геосинклинальных и платформенных областях:

А. Интрузивные массивы в геосинклинальных областях, которые весьма разнообразны по времени внедрения (относительно главных орогенных движений) и по форме. Различаются доорогенные, синорогенные, т. е. одновременные с главными орогенными движениями, и послеорогенные интрузии. В этой части классификация соответствует представлениям Г. Клооса. По месту расположения внутри геосинклинальных областей в самом широком, региональном плане можно выделить два типа:

а) интрузии в районах, испытавших геосинклинальную подготовку перед эпохой магматических внедрений. Для таких районов характерны синорогенные сквозные интрузивы, не считающиеся с межформационными границами, а также обычно согласные тела офиолитов, сложенных основными и ультраосновными магмами, и массивы гранодиоритов; бескорневые факолиты; мигматит — интрузивные тела.

В этих же районах развиты послеорогенные протыкающие (диапировые) интрузии. Для образования протыкающей интрузии нужна огромная мобилизация магмы, а последняя возможна только сейчас же вслед за орогенными движениями как непосредственный, немного запаздывающий результат этих движений. Поэтому протыкающие интрузии являются ранними послеорогенными. В позднее послеорогенное время возникают уже только трещинные интрузивные тела (Тянь-Шань) и так называемые поперечные интрузивные массивы, использующие поперечные разломы (герцинские интрузии Западного Кавказа, по В. А. Затоковенко, 1941);

б) интрузии в районах, не прошедших типичной геосинклинальной подготовки перед магматическими внедрениями (области геоантиклинальных и возрожденных подвижных зон, тектонически менее мобильных, чем геосинклинальные прогибы).

К этому типу, например, относятся герцинские синорогенные межформационные интрузивы Змеиногорского комплекса на юго-западном Алтае, в Центральном Казахстане, герцинские интрузивы Баварского леса в южной Германии, интрузивы, образующие будинаж-структуры в некоторых областях Фенноскандии.

Б. Интрузивные массивы в платформенных областях, которые проникают в верхние части земной коры в связи с четырьмя главными способами деформаций:

а) региональные расколы типа Байкальского и других грабенов;

б) большие сводовые поднятия;

в) системы разрывов, закономерно сопряженные с соседними геосинклинальными поясами;

г) системы кулисных трещин, образованных в связи со сдвиговыми перемещениями больших частей платформ.

В связи со всеми этими типами деформаций, по А. А. Полканову, образуются трещинные интрузивы, т. е. тела, форма которых в основном контролируется разрывными нарушениями.

3. Более дробное подразделение на основании структурно-тектонического положения интрузивов должно производиться:

а) по признакам приуроченности к различным ярусам и типам структур геосинклинальных областей платформ. Могут существовать трещинные, межформационные, синклинальные, антиклинальные, продольные и поперечные относительно генерального простирания складок интрузивы в разных ярусах;

б) по положению относительно складчатых структур, соизмеримых с величиной интрузивов, различают согласные тела (конкордантные), приблизительно согласные тела (аккордантные) и несогласные тела (дискордантные).

Такое подразделение, предложенное Г. Клоосом, затруднительно, потому что каждое интрузивное тело может в разных своих частях иметь черты, сближающие его то с одним, то с другим типом, и окончательная характеристика должна даваться по преобладающим чертам. Таким же образом преобладающие черты должны выявляться при характеристике комплексов магматических образований каждого возраста в данном районе. А. А. Полканов приводит следующие примеры: на Британских островах в третичное время сформировалось огромное количество даек большого протяжения, а также известны интрузии центрального типа. В этой области очевидна огромная роль взрывного действия магмы, вызвавшего образование радиальных систем даек, а интрузивы центрального типа представляют значительно менее распространенный тип.

На Кольском полуострове (и в южной Норвегии) в герцинское время возникли величайшие из известных в мире интрузий щелочной магмы центрального типа — образовались субвулканы Хибин, Ловозера, Африканды, Озерной вараки и Ковдора и совершенно подчиненное значение имели представители дайковых интрузий;

в) интрузивы подразделяются на собственно интрузивы и субвулканы, т. е. тела, сообщавшиеся с дневной поверхностью или являвшиеся нижней, интрузивной частью вулканического аппарата;

г) интрузивы подразделяются на однофазные и многофазные, причем последние — на многократные, в которых интродировала магма одного и того же состава, и сложные, в которых в разные фазы интродировала магма различного состава.

4. Наконец, важным классификационным признаком является разделение интрузивов по возрастным отношениям явлений кристаллизации магмы к тектоническим движениям.

При этом учитываются три группы явлений. Время кристаллизации магмы, время движения самой магмы, время движений вмещающих пород. По возрастному отношению кристаллизации магмы к движениям различают следующие случаи:

1) движение магмы предшествовало ее кристаллизации (первично-прокристаллические — апоэндокинетические интрузивы). В этом случае структура и текстура пород формируются вне зависимости от кинематики вмещающих пород, поскольку к моменту кристаллизации движения прекратились;

2) движение магмы и ее кристаллизация совершались одновременно (первично-паракристаллические — параэндокинетические интрузивы).

Во втором типе различают случаи:

2а) кристаллизация магмы одновременная с движением только самой магмы, вмещающие же породы оставались пассивными (эндосинкинетические интрузивы);

2б) кристаллизация магмы одновременная с движением магмы, сопровождавшимся движениями вмещающих пород (экзосинкинетические интрузивы).

Может иметь место и третий тип, накладывающийся на все предыдущие, когда движения вмещающих пород происходят после или возобновляются после раскристаллизации магмы. В таких случаях в теле интрузива может происходить перекристаллизация слагающих его пород:

3—1) при наложении движений на интрузивы 1-го типа — прокристаллические;

3—2а) при наложении движений на интрузивы типа 2а — паракристаллические;

3—2б) при наложении движений на интрузивы типа 2б — посткристаллические.

Созданные этими поздними тектоническими движениями структуры, собственно говоря, уже не относятся к прототектоническим и поэтому дальше не рассматриваются.

Интрузивы 1-го типа (первично-прокристаллические) всегда обладают гранитной структурной фацией пород и могут быть представлены недифференцированными и дифференцированными подтипами интрузивов. У недифференцированных интрузивов текстуры пород изотропны. Дифференцированные интрузивы характеризуются анизотропией текстур и в свою очередь разделяются по отношению текстурного плана к границам интрузивного тела на две группы:

а) с конформной геологической структурой, как это имеет место для многих дифференцированных силлов, лополитов и т. д.;

б) с дисконформной геологической структурой, независимой от границ интрузивного тела. «Большая дайка» в Южной Африке(?).

Трещинная тектоника всех первично-прокристаллических интрузивных тел не связана с эндо- и экзокинематикой и зависит от явлений стяжения при охлаждении.

Интрузивы типа 2а (первично-паракристаллические-эндосинкинетические) обычно обладают гранитной структурной фацией пород. Гнейсовая структурная фация пород в них может возникать в случае значительной вязкости магмы и в краевых более охлажденных частях при воздействии изнутри со стороны вновь поступающей магмы.

Интрузивы анизотропны и разделяются на конформные (рис. VIII-42 а), дисконформные (рис. VIII-42 б и в). В свою очередь такие интрузивы разделяются на дифференцированные и недифференцированные.

Трещинная тектоника всех первично-паракристаллических, эндосинкинетических интрузивных тел является эндосинкинетической. Это в ряде случаев собственно «гранитная» тектоника.

Интрузивы типа 2б (первично-паракристаллические-пансинкинетические) обладают гнейсо-гранитной и гнейсовой структурными фа-

циями пород. Обычно они конформны, и известны только местные участки дисконформности. Эти интрузивы могут также различаться по дифференцированности.

Трещинная тектоника — эндо- и экзосинкинетическая с возможным преобладанием последней. Тектонические движения вмещающих пород могут сообщать этой тектонике характер, более или менее независимый от внутреннего строения интрузивов.

Геологическая классификация интрузивов А. А. Полканова ориентирует исследователя в разнообразии геологических процессов и геологической обстановки формирования интрузивных тел и в этом отношении представляет важный этап развития наших знаний об интрузивах. Однако рассмотренная классификация является пока только первым шагом

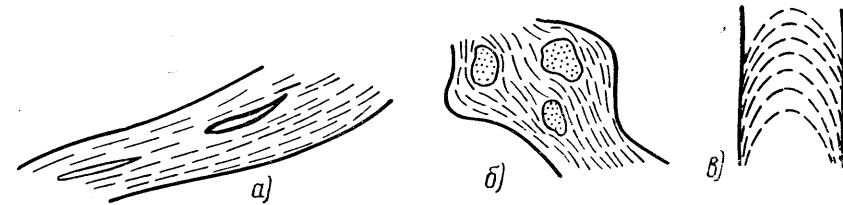


Рис. VIII-42. Анизотропные структуры интрузий 2а типа (по А. Полканову)

а) конформная (габброиды); б) сфероидально-шлировая (габбро-анортозиты); в) куполовидная (граниты)

в деле создания полной картины геологического положения интрузивных тел и не свободна от недостатков. На один из недостатков — сложную, громоздкую терминологию — совершенно справедливо было указано в советской критической геологической литературе.

Вторым, более важным недостатком является все еще большая оторванность классификации Полканова от разнообразия конкретной геологической обстановки, несмотря на то что по сравнению с соответствующими системами западных геологов-тектонистов она представляет большой шаг вперед.

Очевидно, всякая классификация должна базироваться на предварительном детальном изучении объектов классификации. Между тем появлению классификации Полканова не предшествовал, по крайней мере в опубликованной литературе, детальный анализ многих типов выделяемых им интрузий, особенно в геосинклинальных областях.

Нет анализа диапировых интрузий, которым приписывается весьма сомнительный механизм поднятия магм в связи с меньшим удельным весом. Не рассмотрены с нужной детальностью первично-прокристаллические интрузии. Не точным, вызывающим неправильные представления является утверждение, что в условиях платформы единственно возможным типом являются трещинные интрузивы. Это справедливо для каналов, подводивших магму, но тела самих интрузивов не обязательно контролируются трещинами. Например, детально описанный интрузивный массив Эрнго на Южно-Африканской платформе — тонкая пластообразная интрузия, в одной части которой располагается подводный канал — в целом это дискордантный лакколит (гарполит) (Елисеев, 1935, стр. 54) и Полканов допускает для массива габбро-лабрадоритов Волыни (1948, стр. 76) другие формы, в частности межформационные массивы и силлы.

Закономерно возникает вопрос, правильно ли выбран основной классификационный признак — соотношение между временем кристаллизации магмы, временем движений самой магмы и временем движений вмещающих пород. Что эти три взаимно связанные во времени процесса

являются важными и определяют многие черты внутреннего строения интрузий не подлежит сомнению. Однако возможно, что в основу классификации следовало поставить признаки более отчетливо характеризующие общую геологическую обстановку внедрения и становления интрузивных тел (принадлежность интрузий к определенным этапам тектонического развития и к характерным тектоническим зонам), а уже внутри этих подразделений следует различать интрузивы по наблюдаемым в них взаимоотношениям между временем кристаллизации магмы и временем различного рода деформаций.

### «Глубинная» фаціальность интрузивных пород в связи с их тектоническим положением

Необходимо рассмотреть вопрос о глубинной фаціальности, во-первых, ввиду его практической важности, так как с фаціальностью интрузий принято связывать их отношение к процессам рудообразования и, во-вторых, потому что до сих пор существует большая недооценка роли структурно-тектонических факторов в определении фаціального облика интрузий. Следовательно, эта тема вполне заслуживает изложения в книге о структурной геологии.

Мы поставили в кавычках определение «глубинная» потому, что, как будет видно ниже, очень часто фаціальность интрузивных пород, приписываемая главным образом фактору глубины становления интрузии, в действительности может быть обязана совсем другим причинам. Поэтому многие интрузии, остывшие на меньших глубинах, имеют фаціальный облик более «глубинных», чем другие интрузии, остывшие на значительно больших глубинах. Тем не менее глубина становления интрузии действительно играет существенную роль в определении описываемого ниже облика пород, если другие более активные факторы не затемняют его действия, поэтому необходимо сохранить первоначальный термин — глубинная фаціальность.

Очевидно, нельзя смешивать понятие о существенной роли фактора глубины с понятием о ведущей роли этого фактора.

Так, мощность (в метрах) пород кровли над большими интрузиями гранитов с более или менее нормальной гранитной структурой, по данным Р. Дэли (1936), Т. М. Дембо (1944), составляет:

Южная Мендоза, Анды . . . . .	400—1000
Боулдер, Айдехо, Скалистые горы . . . . .	670
Тинтик, Юта, Скалистые горы . . . . .	1000
Восточное Забайкалье, низовья р. Унды . . . . .	1000—1500
Адамелло, Тирольские Альпы . . . . .	1500
Коррисоль, Чилийские Анды . . . . .	4000—6000

Как видим, породы гранитного облика образуются на самых различных глубинах, и раньше глубина становления больших интрузивных тел (батолитов) часто преувеличивалась. Кроме интрузивных, могут быть и переходные к эффузивам типы гранитных тел. Гранитное тело на р. Фокс, в Висконсине, постепенно переходит в массивный фельзитовый порфир и кератофир, что доказывает быстрое охлаждение на поверхности Земли. Липариты Йеллоустонского парка в глубоких каньонах (до 500 м) не показывают никаких следов наслоения, свойственных лавовым потокам. Они остаются массивными на большом вертикальном протяжении. Воз-

можно, они представляют не что иное, как верхнюю часть батолитового массива гранитного состава, апикулярная часть которого полностью проплавилась породы кровли и застывает в современную нам эпоху непосредственно на поверхности Земли (Дэли, 1936, стр. 150—152).

По М. А. Усову (1932), интрузивные породы абиссальной фации имеют ряд характерных признаков.

1. Минералогический состав представлен стабильными формами компонентов, так как в связи с медленностью охлаждения магмы взаимные реакции между жидкой и твердой фазами проходят до возможного конца. Переходы одних модификаций минералов в другие и расщепление твердых растворов происходят в полной мере. Поэтому абиссальные породы проявляются только в одной фазе — диагенезированной.

В соответствии с этим калинатовый полевой шпат представлен микроклином, очень свежим, более или менее пертитизированным. Пертитизация может частично представлять метасоматическое образование в эпимагматическую эпоху (Андерсен, 1929). Микроклин бывает и в гипабиссальных и даже жильных породах, где переход первичной модификации калиевого шпата в устойчивую форму совершается под действием избытка минерализаторов.

Плагиоклазы обнаруживают слабую зональность в связи с тем, что твердые фазы минерала успевают выравнять свой состав. Они характеризуются свежестью, так как в абиссальных условиях действие остаточной пневматолитовой фазы (т. е. автометасоматоз) нехарактерно. Основные плагиоклазы и в гипабиссальной обстановке вследствие жидкоплавкости магмы успевают выравнять свой состав.

В настоящих абиссальных породах не встречается анортоклаз или, вернее, диагенезированная его форма (см. ниже, гипабиссальные породы), и вообще эти породы почти не имеют чисто натровых щелочных минералов, так как успевает, видимо, пройти дифференциация-ассимиляция, приводящая к более или менее равномерному распределению калия и натрия.

В абиссальных интрузивах преимущественно находятся биотит и роговая обманка, для образования которых нужно много минерализаторов, удерживающихся лишь при больших давлениях (Чирвинский, 1903—1906, стр. 369 и 393). Ф. Бекке также установил, что в глубинных породах образуется амфибол за счет пироксена (Бекке, 1897, стр. 329); пироксен образуется лишь из сухого сплава, и в системе вода — амфибол — пироксен при больших давлениях устойчив амфибол (Ниггли, 1914, стр. 96). М. А. Усов считает, что если в абиссальных условиях выкристаллизовывается основная магма, то из нее получается не габбро, а диорит (габбро-диорит), содержащий в качестве темноцветного компонента биотит и роговую обманку с химическим составом породы, не отличающимся от состава габбро-норитов (Штейнманн, 1910, стр. 167, 180, 184).

2. Структура абиссальных пород. Для абиссальных пород характерна полная раскристаллизованность, средняя и большая крупность зерна, обычно равномерная зернистость. Однако эти признаки не очень надежны. Хотя Л. Мильх пришел к выводу, что величина зерна в результате сложного взаимодействия часто исключают друг друга факторов находится в прямой зависимости от продолжительности кристаллизации магмы (Мильх, 1912, стр. 171), Дж. Фогт подчеркнул особое значение минерализаторов, присутствие которых понижает вязкость магмы и уменьшает скорость ее охлаждения (Фогт, 1923, стр. 245). Очевидно, поэтому многие гипабиссальные породы, особенно основного



состава, также обладают крупным зерном. Кроме того, при большом давлении, которое может возникать на разных глубинах, увеличивается вязкость магмы и быстро достигается значительная кристаллизационная способность (Бекке Г., 1915, стр. 33). Что касается порфировых структур, то М. А. Усов сомневается в возможности присутствия порфировых структур в абиссальных породах, но вопрос этот дискусионен.

3. Текстуры абиссальных пород обычно массивные.

4. Контактный метаморфизм выражен очень резко и может быть назван региональным плутоническим метаморфизмом.

Интрузивные породы гипабиссальной фации имеют следующие характерные особенности (главным прототипом принят средней величины лакколлит):

1. Минералогический состав. В связи с быстрым охлаждением компоненты гипабиссальных пород проявляются в неустойчивых фазах, что видно на примерах «молодых» интрузивных пород, выделенных в СССР Д. С. Белянкиным (1922, стр. 272). В диагнезирванных гипабиссальных породах каликатровые полевые шпаты примерно такие же, как в эффузивах, и представлены ортоклазом, более или менее микропертитизированным в зависимости от состава первичного санидина или «шахматным» альбитом как диагнезирванной формой анортоклаза, а также антипертитом. В случае магм, очень богатых газообразными компонентами, например магм щелочных, эти минералы могли диагнезироваться еще в эпимагматический период, приближаясь к абиссальным типам с появлением микроклина, который образуется также при энергичных тектонических воздействиях на породы. В связи с превращениями этих минералов уже в твердом состоянии и вследствие достаточно пронизываемого строения гипабиссальных пород, облегчающего проникновение растворов, гипабиссальные каликатровые полевые шпаты почти всегда, как и в эффузивных породах, мутны и окрашены в красноватые тона (Усов, 1924, стр. 15).

Кислые и средние плагиоклазы обнаруживают зональность, которая постепенно сглаживается с возрастом породы, в связи с чем обычно стоит разложение более основных частей кристаллов (Усов, 1924, стр. 18). Поэтому плагиоклазы более или менее диагнезирванных или испытывавших поствулканические изменения гипабиссальных интрузивов средней кислотности обычно мутны и окрашены в сероватые тона.

Пироксен является самым распространенным и характерным темновым компонентом гипабиссальных интрузивов.

Фельдшпаты и щелочные пироксены образуются лишь при задержанной дифференциации и потому характерны лишь для гипабиссальной и промежуточной фации. В кислых гипабиссальных интрузивах типа гранита преимущественно встречаются амфибол и биотит, при достаточном количестве газообразных компонентов, увеличивающих давление и понижающих температуру плавления. Щелочные амфиболы встречаются только в гипабиссальных условиях.

2. Структура. В центральных частях крупных или более глубоко расположенных гипабиссальных тел, особенно при богатстве магм минерализаторами, структура пород более или менее равномернозернистая. В менее крупных телах и в периферических частях больших тел она становится явно порфировой или тонкозернистой. Резкая разница в структуре центральных и окраинных частей интрузивных тел указывает на гипабиссальность пород.

3. Текстура. В почти любой гипабиссальной породе наблюдаются миаролитовые текстуры с отложением в пустотках эпидота, кальцита, цеолитов.

4. Контактный метаморфизм представлен маломощными образованиями типа скарнов и пород с актинолитом, эпидотом и хлоритом.

5. Формы залегания. Характерным признаком гипабиссальных пород является морфология их тел.

Гипабиссальные породы залегают в форме лакколлитов, небольших пластовых залежей и штокообразных масс, тогда как типичной формой залегания абиссальных пород являются батолиты и большие межформационные залежи.

6. Дифференциация. В гипабиссальных условиях магма не испытывает существенной дифференциации (однако, повидимому, она могла дифференцироваться в более глубоком исходном очаге). Жильными породами, представляющими продукты далеко зашедшей дифференциации, нормальная гипабиссальная фация вообще бедна в противоположность абиссальным массивам, которые сопровождаются обычно большим количеством аплитовых и пегматитовых жил. Однако для щелочных гипабиссальных магм с обильными летучими компонентами также характерны аплитовые и пегматитовые жилы.

В. Н. Козеренко (1946, 1947), опираясь на работы М. А. Усова, предпринял опыт анализа глубинности каледонских и герцинских интрузий на примере Тянь-Шаня. По его данным, интрузии, сформировавшиеся на сравнительно больших глубинах (4—5 км), имеют следующие характерные черты:

1. В эндоконтакте имеются маломощные зоны мелкозернистых и гранит-порфировых структур. Характерна выдержанность структурных признаков в центральных частях массивов и развитие крупнозернистых и среднезернистых структур.

2. Плагиоклазы отличаются отсутствием зональности либо слабым ее проявлением.

3. Калиевые полевые шпаты представлены микроклинами, обладающими крупными пертитовыми вростками. Интенсивно развиты процессы альбитизации калиевых полевых шпатов.

4. Кварцевые порфиры в качестве жильных дериватов отсутствуют.

5. Широко развиты мощные и обильные пегматиты с разнообразной высокотемпературной рудной минерализацией. А. Г. Бетехтин (1950, стр. 142) пишет: «Процессы образования пегматитов протекают в верхних краевых частях магматических массивов и притом в тех случаях, когда эти массивы формируются на больших глубинах (несколько километров от поверхности Земли), в условиях высокого внешнего давления, способствующего удержанию летучих компонентов в магме в растворенном состоянии».

6. В связи с интрузиями широко развиты мощные зоны грейзенизации.

7. Интенсивно проявляется контактово-термальное воздействие с образованием мощных зон скарнов и роговиков, с относительно высокотемпературными ассоциациями.

Интрузии, сформировавшиеся на небольших глубинах (1—2 км), соответственно обладают следующими особенностями:

1. В эндоконтакте устанавливаются мощные зоны развития порфировых и гранофировых структур и весьма мощные зоны мелкозернистых структур. Характерна невыдержанность структурных признаков даже в центральных частях массивов и развитие мелкозернистых и гранит-порфировых структур.

2. Плагиоклазы часто характеризуются резкой зональностью.

3. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, обычно значительно пелитизированным; пертиты отсутствуют либо представлены микропертитовыми вростками; альбитизация калиевых полевых шпатов в широких масштабах не устанавливается.

4. Кварцевые порфиры широко распространены в качестве жильных дериватов.

5. Нормальные пегматиты отсутствуют или развиты очень слабо. Часто устанавливаются мельчайшие миаролитовые микропегматиты.

6. В эндоконтакте и ближайшем экзоконтакте часто развиваются интенсивные процессы эпидотизации.

7. Маломощные и среднемощные экзоконтактовые образования, среди которых значительную роль играют силикатные гидростермальные ассоциации с сульфидами. Скарны развиты слабо.

Интрузии с чертами наиболее глубоких (Кенкол, Ойгаинг-Кокмойнак, Кумыштаг) находятся в центральных или во всяком случае в глубоких частях антиклинориевых зон. Наименее глубокие комплексы (Караваш, Акташ, Чонур) занимают наиболее высокое положение в разрезе осадочных пород, находясь на стыках антиклинориевых зон с синклиноориями. Однако в определенных, достаточно частых случаях решающую роль при формировании фациального облика магматических пород играет не глубина их образования, а структурно-тектоническая обстановка. Например, все интрузии, явно приуроченные к разломам, несут значительно более резкие признаки гипабиссальности, чем расположенные на тех же глубинах интрузии штокообразной формы, приуроченные к складчатым дислокациям.

Описанные представления о влиянии структурных факторов также, очевидно, не характеризуют всей суммы геолого-тектонических причин, определяющих фациальный облик пород. Например, на юго-западном Алтае выделяются два интрузивных комплекса — Змеиногорский и Калбинский.

Змеиногорский интрузивный комплекс составлен разнообразными гранитоидными породами (Елисеев, 1938, стр. 74—117). Гранодиориты этого комплекса имеют резко зональный плагиоклаз с отчетливо идиоморфными очертаниями. Калишпат представлен и микроклином и ортоклазом. Наблюдаются иногда реликты моноклинного пироксена, замещенные амфиболом. В адаметеллитах плагиоклазы идиоморфны по отношению к резко ксеноморфному калишпату и слабо зональны. Калишпат представлен микроклином-пертитом и иногда замещается шахматным альбитом. Роговая обманка присутствует в количествах меньше биотита. Иногда, возможно, она возникла в результате замещения пироксена. В нормальных гранитах плагиоклазы более идиоморфны, чем калишпаты, нередко наблюдается автометаморфическая альбитизация плагиоклаза. Иногда слабо выражена зональность. Калишпат обычно свежий, представлен микроклином и микроклином-пертитом. Из описанных пород гранодиориты пользуются незначительным распространением, главную массу составляют адаметеллиты и нормальные граниты. Характерно почти полное отсутствие пегматитов. Широко развиты жильные и малые интрузии кварцевых альбитофиринов, плагиогранит-порфиринов и кварцевых порфиринов.

Калбинский комплекс представлен главным образом порфировидными гранитами (Елисеев, 1938, стр. 132—138). Вкрапленники калишпата представлены чаще микроклином, реже наблюдается ортоклаз. По Н. К. Морозенко, калиевый полевой шпат как во вкрапленниках, так и в основной массе порфировидных гранитов восточной Калбы всегда представлен микроклином. Как правило, микроклин значительно свежее плагиоклаза. Плагиоклаз нередко зональный. Цветной минерал пред-

ставлен биотитом. С гранитами Калбинского комплекса связаны многочисленные пегматиты и зоны грейзенизации. Кварцевые порфиры не характерны.

Сравнение этих данных со схемами М. А. Усова и В. Н. Козеренко приводит к выводу о несовершенстве критериев для установления глубинности интрузий. Действительно, по широкому развитию микроклина, слабой его зональности, наиболее широко распространенные породы Змеиногорского комплекса — адаметеллиты и нормальные граниты — имеют большую глубинность, чем породы Калбинского комплекса. Но все другие признаки — автометаморфизм, огромное количество сопровождающих интрузии кварцевых порфиринов, полное отсутствие пегматитов — заставляют признать их породами менее глубинными, чем калбинские. Наконец, по региональным геологическим данным, змеиногорские интрузивы залегают в антиклинориевых и реже в неглубоких синклинориевых зонах геоантиклинальной полосы Зайсанской геосинклинальной области, тогда как калбинские залегают в наиболее глубокой синклинориевой зоне геосинклинального трога той же геосинклинальной области. Таким образом, здесь не существует соответствия между фактами и схемой В. Н. Козеренко. Наконец, судя по возрасту и положению интрузий, нужно думать, что калбинские граниты могли затвердеть на больших глубинах, если представить себе, что они внедрялись в позднегерцинское время в синклинорий, перекрытый мощной толщей обломочных пород — продуктов разрушения раннегерцинского Алтая. В общем же приходится сделать вывод, что проблема глубинной фациальности интрузий еще не разрешена и требует дальнейших очень серьезных исследований и обобщений.

## НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРИМЕРЫ АНАЛИЗА СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВОВ

**Геологическая съемка.** Главным методом исследования интрузивных массивов является геологическая съемка с нанесением на карту характерных элементов прототектоники жидкой фазы, прототектонической и поздней трещиноватости. Обычно масштаб съемки не должен быть мельче 1 : 100 000, картирование интрузий в масштабе 1 : 200 000 возможно, но дает слишком схематичный материал. Наилучшим масштабом является масштаб 1 : 50 000 и крупнее.

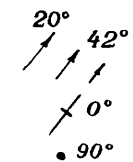
При картировании трещиноватости огромный материал, совершенно незаменимый по своей объективности, дают аэрофотоснимки масштаба 1 : 10 000—1 : 20 000, но, конечно, системы трещин, видимые на аэрофотоснимках, должны быть исследованы в поле, должны быть изучены элементы залегания систем трещин (направления и углы падения) и характер трещин, состав заполнения, минерализация, если таковые имеются.

Как известно, наиболее трудно различимы в поле в большинстве гранитных массивов линейная и план-параллельная ориентировки. Успех дела решается умением визуально находить и определять элементы залегания линейности и план-параллельной ориентировки минералов непосредственно в поле. Для проверки полевых наблюдений желателен отбор ориентированных образцов из наиболее важных участков, расположение которых дает возможность проконтролировать визуальные

наблюдения всей структуры в целом. Главные грани ориентированных образцов должны выбираться так, чтобы они были перпендикулярны предполагаемой линейной или плоскостной ориентировке. Количество ориентированных образцов не может быть слишком большим, потому что исследование их очень трудоемки, но все же по каждому большому району, где предполагается развитие крупной тектонической структуры, необходимо брать несколько десятков ориентированных образцов. Общее количество ориентированных образцов, берущихся геологом (съемочной партией), вряд ли может превышать 35—40 в год, если принимать в расчет время, потребное для их обработки.

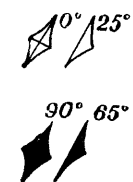
Для составления геологических карт интрузивных массивов применяется особая система знаков.

Линейно-параллельная ориентировка (волокистость, штрекунг, линии течения, веретенообразные шпильки).

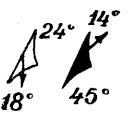


Указаны направление и угол падения.  
То же. Линии течения горизонтальны.  
То же. Линии течения вертикальны.

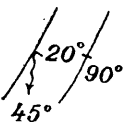
План-параллельная ориентировка (полосчатость, слоистость, слои псевдостратификации, слои течения, плоские шпильки, плоские ксенолиты). Указаны направление простираения, направление и угол падения. При углах падения круче 30° значок сплошной черной. Если ксенолиты имеют ориентировку, отличающуюся от ориентировки прочих план-параллельных элементов, значок для них дается в другом цвете. Также желательно применение разноцветных значков для разных групп план-параллельной ориентировки.



Комбинация линейно-параллельной и план-параллельной ориентировки. Линейно-параллельная ориентировка располагается в плоскости план-параллельной.



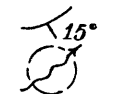
Линейно-параллельная ориентировка независима от план-параллельной.



Продольные прототектонические трещины. Указаны направление и угол падения и волнистой линией направление и угол падения штрихов скольжения.



Поперечные (и диагональные) прототектонические трещины. Необходимо применение значков разного цвета для разных петрографических и минералогических типов заполнения поперечных трещин. Направление и угол падения штрихов скольжения показаны волнистой линией.



Пологие прототектонические трещины.  
Горизонтальные прототектонические трещины.  
Указано направление штрихов скольжения.

#### Критерии прототектонической и эпигенетической трещиноватости.

Первоначально в структурной геологии широким распространением пользовалось представление о полной специфичности прототектонической трещиноватости в интрузивных массивах.

Позднее было установлено, что громадное большинство трещинных систем является общим для интрузии и для вмещающих пород (Пэк и др., 1936, стр. 5—22; Беликов, 1951; Поспелов, 1942, стр. 79; Зюсс Ф.,

1925, стр. 152 и др.). Системы трещин пересекают контакты интрузивных массивов и продолжают в породы кровли (рис. VIII-43). Такая общность трещиноватости характерна как для прототектонических трещин, так и для эпигенетических (поздних, наложенных) трещин, что вполне понятно, ибо не только в поздние этапы, но и в ранний этап становления интрузива ведущее место принадлежало внешним тектони-

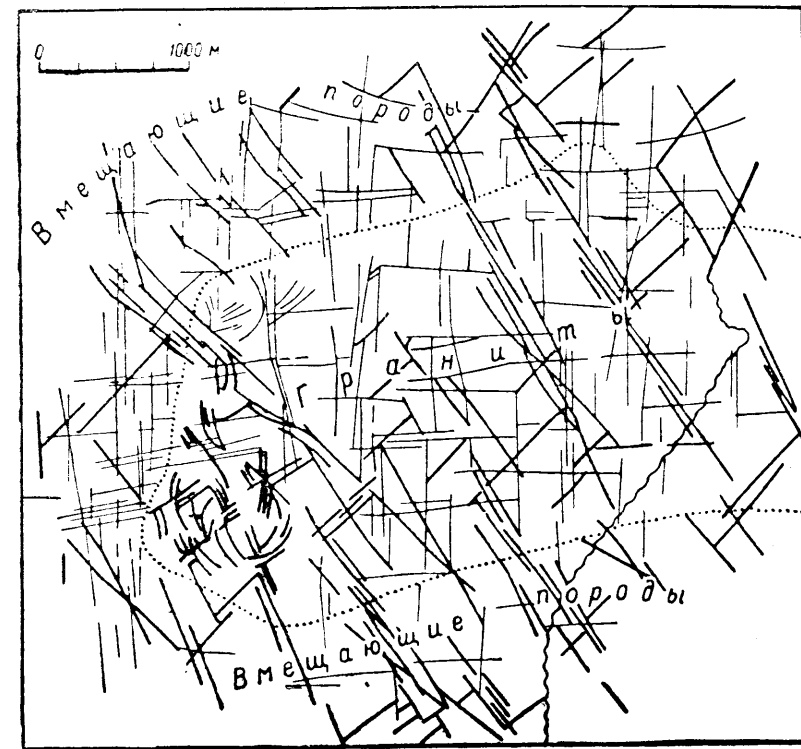


Рис. VIII-43. Системы трещиноватости в западной части Дашкесанского гранитного массива и во вмещающих породах (по Г. Поспелову)

ческим силам, почти в равной мере воздействовавшим как на затвердевающую интрузию, так и на вмещающие породы.

Главным критерием распознавания прототектонических систем трещиноватости является их отношение к элементам прототектоники жидкой фазы, а не исключительная приуроченность тех или иных систем трещин к магматическому телу. Без изучения линейной и плоскостной ориентировки, полосчатости и формы отдельных интрузивных тел невозможно выделить главные прототектонические системы трещиноватости.

Однако некоторая часть систем трещиноватости специфична и развивается только в интрузивных телах и также может принадлежать к прототектоническим элементам. Например, Т. Я. Гончаровой в 1950 г. была установлена особая, пологая система трещиноватости (рис. VIII-44 а, б), развитая в небольших штоках малых интрузий кварцевого альбит-порфира и отсутствующая во вмещающих лавах и пирокластах кварцевых кератофилов. В данном случае выявление специфической трещиноватости, свойственной только интрузивным телам,

оказалось практически очень важным, так как позволяет выделять эти тела среди эффузивных образований по характерному максимуму трещин.

**Определение возрастных взаимоотношений между комплексами интрузивных пород** имеет важнейшее значение при изучении истории формирования и морфологии тектонических структур земной коры, поскольку сами интрузивные породы занимают определенное место в этих структурах и само образование магматических пород представляет определенный элемент тектонического развития Земли. К сожалению, прямых указаний на возраст интрузивных пород встречается обычно очень мало. Нижнюю границу возраста интрузий определяет возраст фаунистически охарактеризованных пород, которые пересекаются интрузией. Верхняя граница возраста устанавливается по трансгрессивному налеганию на интрузию более молодых, фаунистически охарактеризованных пород.

Определение возрастных взаимоотношений между разными членами магматического комплекса по пересечениям весьма ненадежно. В одних

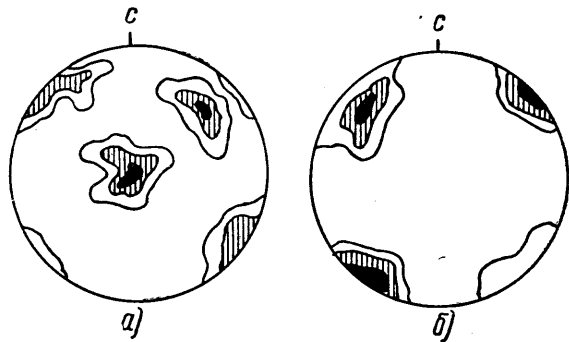


Рис. VIII-44. Диаграммы трещиноватости а) в штоках малых интрузий кварцевого альбит-порфира и б) во вмещающих эффузивных кварцевых кератофирах (по Т. Гончаровой)

случаях эти пересечения свидетельствуют только об этапах дробления единого ряда остывающих пород, в других случаях можно доказать настоящую разновозрастность с существенными различиями состава и геологического положения интрузивовавшей магмы.

Петрографическое сходство и петрографическое различие — признак в общем случае также очень ненадежный. Можно упомянуть для примера о полном петрографическом сходстве забайкальских палеозойских и мезозойских гранитоидов (В. Н. Козеренко). С другой стороны, нельзя не вспомнить большое разнообразие пород Змеиногорского комплекса, практически одновозрастных. Все же в определенных случаях этот признак пригоден — например, сошлемся на развитие натровых гранитов в нижнепалеозойском цикле на Кавказе и развитие обычных гранитов в верхнепалеозойском цикле там же (Афанасьев, 1951).

Отличие в оптических свойствах калинатровых и известково-натровых полевых шпатов, изменяющих свои характеристики в разновозрастных породах, также может быть использовано. В частности, для центрального Казахстана В. С. Коптев-Дворников указывает на закономерное изменение угла оптических осей в калишпатах, от пород древних с большим  $2V$  к породам более молодым, в которых калишпаты имеют меньшие углы оптических осей.

Для выделения разновозрастных групп интрузивных пород, близких по петрографическому характеру, возможно использование тонких различий в минералогическом и химическом составе. Так, например, установлено, что в темных слюдах молодых интрузий на Кавказе присутствует до 1% фтора, тогда как в темных слюдах древних гранитоидов фтор практически отсутствует или содержатся следы фтора (Соловьев, 1951). При изучении гранитоидов Змеиногорского и Калбинского комплексов А. А. Никольским и А. С. Пирго было доказано существенное различие

в составе аксессуарных минералов в породах обоих комплексов. Изучение аксессуарных минералов велось в искусственных шлихах, полученных путем протоочки и промывки больших проб (16—20 кг).

Наконец, для определения возрастных взаимоотношений между магматическими породами следует использовать методы определения абсолютного возраста по радиоактивным аксессуарным минералам, по магнетиту (требуется около 25 г магнетита из протоочек), по калию в полевых шпатах.

### ПРИМЕРЫ АНАЛИЗА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

**Интрузивный массив Гремяха-Вырмес**, описанный А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым (1941), сложен щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами и габбро-сиенитами. Породы, заключающие массив, принадлежат к древнейшим образованиям кристаллического щита и пред-

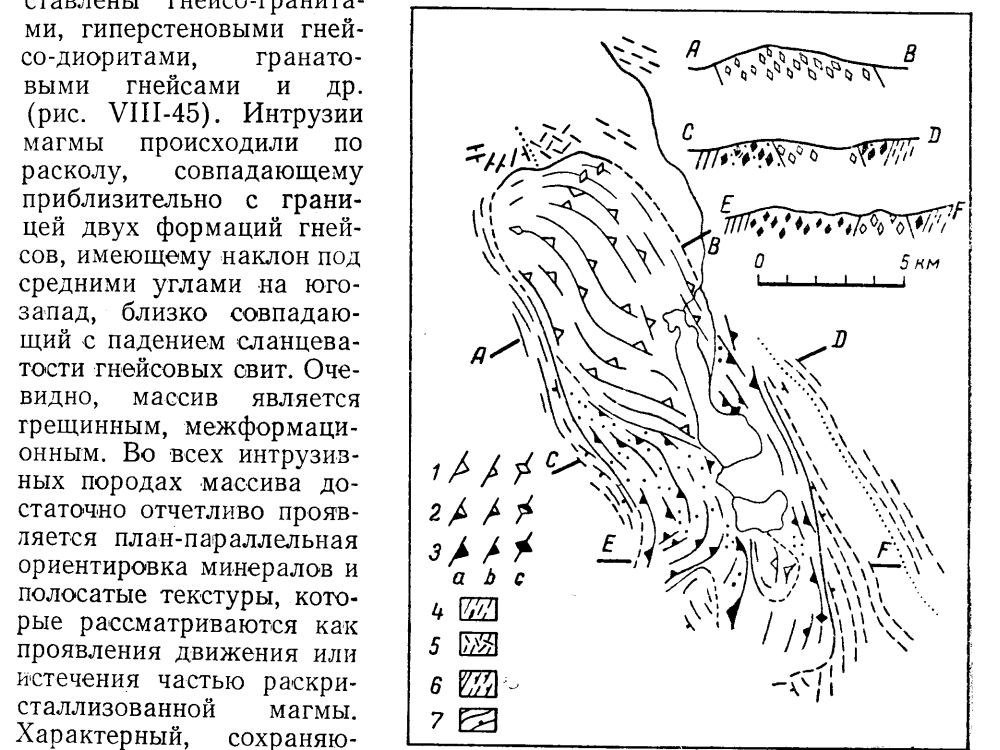


Рис. VIII-45. Структурная схема массива Гремяха-Вырмес (по А. Полканову и Н. Елисееву)

1 — щелочные граниты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — габбро-сиениты (точки — сиениты); 4 — гнейсо-граниты; 5 — граниты; 6 — гиперстеновые гнейсо-диориты; 7 — гранатовые гнейсы. Углы падения полосчатых и гнейсовых текстур а — 5—45°; в — 50—85°; с — 90°

ставлены гнейсо-гранитами, гиперстеновыми гнейсо-диоритами, гранатовыми гнейсами и др. (рис. VIII-45). Интрузии магмы происходили по расколу, совпадающему приблизительно с границей двух формаций гнейсов, имеющему наклон под средними углами на юго-запад, близко совпадающей с падением сланцеватости гнейсовых свит. Очевидно, массив является грещинным, межформационным. Во всех интрузивных породах массива достаточно отчетливо проявляется план-параллельная ориентировка минералов и полосатые текстуры, которые рассматриваются как проявления движения или истечения частью раскристаллизованной магмы. Характерный, сохраняющийся во всех участках наклон к юго-западу поверхности плоскостной ориентировки габбро-сиенитов, секущее положение и противоположный наклон (к северо-востоку) плоскостной ориентировки в щелочных гранитах дают основание считать оба комплекса разновозрастными, причем комплекс щелочных гранитов как пересекающий габбро-сиениты (см. профиль CD) является значительно более молодым, потому что внедрение происходит уже не по трещине главной поверхности соприкосновения фор-

маций, наклоненной к юго-западу, а по новому расколу, ориентированному иначе, падающему к северо-востоку. Таким образом, изучение тектонической структуры интрузивного массива дало возможность отчетливо разграничить в пространстве и во времени два разновозрастных комплекса. Выделяется также более молодой, чем габбро-сиениты, комплекс нефелиновых сиенитов, имеющих в значительной мере независимую ориентировку план-параллельных текстур.

**Баянаульский массив** (Т. В. Плотникова, 1946), сложенный преимущественно лейкократовыми гранитами, имеет размеры  $40 \times 16$  км и вытянут согласно с преобладающим направлением складчатости (рис. VIII-46). Интрузив внедрился в герцинское время (пермь?) в крупную

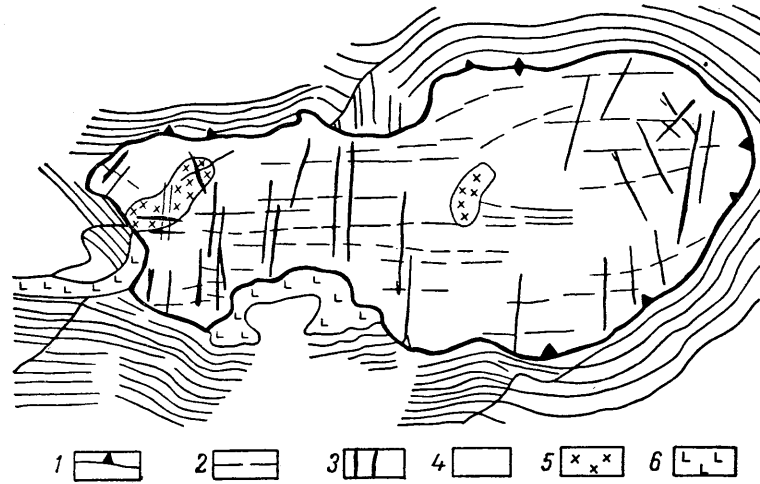


Рис. VIII-46. Схематическая структурная карта Баянаульского гранитного массива (по Т. В. Плотниковой со схематизацией)

1 — направление падения контакта интрузии; 2 — продольные прототектонические трещины; 3 — поперечные прототектонические трещины; 4 — биотитовые граниты и лейкократовые граниты; 5 — порфиридные граносиениты; 6 — гибридные граносиенит-порфиры

антиклинальную структуру среднепалеозойских пород, имеющих возраст от ордовика до среднего девона, используя зоны тектонических нарушений.

У северо-западного контакта интрузива граниты полого ( $25^\circ$ ) уходят под вмещающие породы, вызывая образование в последних широкой зоны роговиков и обнажаясь среди них в некотором удалении от контакта в отдельных окнах. К востоку контакт залегает более круто ( $50-65^\circ$ ) и у северо-восточного края почти вертикален. Восточный и юго-восточный контакты наклонены под массив, что подтверждается в обнажениях. Таким образом, массив представляет гарполит, ограниченный дном, составленным среднепалеозойскими породами.

В центральной части массива план-параллельные структуры представлены полосами истечения магмы, наклонены под углом  $5-15^\circ$  на северо-северо-запад, у южного контакта интрузии они же наклонены под углами около  $5^\circ$  на восток-юго-восток. Такое залегание план-параллельных структур подтверждает вывод о плоской, лепешкообразной форме интрузии.

Трещиноватость развита очень интенсивно. Продольные трещины располагаются примерно параллельно линейной ориентировке, простираясь широтно. Четкая система поперечных трещин перпендикулярна линейной ориентировке. Поперечные, а также диагональные трещины заполнены

дайкивыми породами — порфиридными микрогранитами, аплитами, пегматитами и лампрофирами.

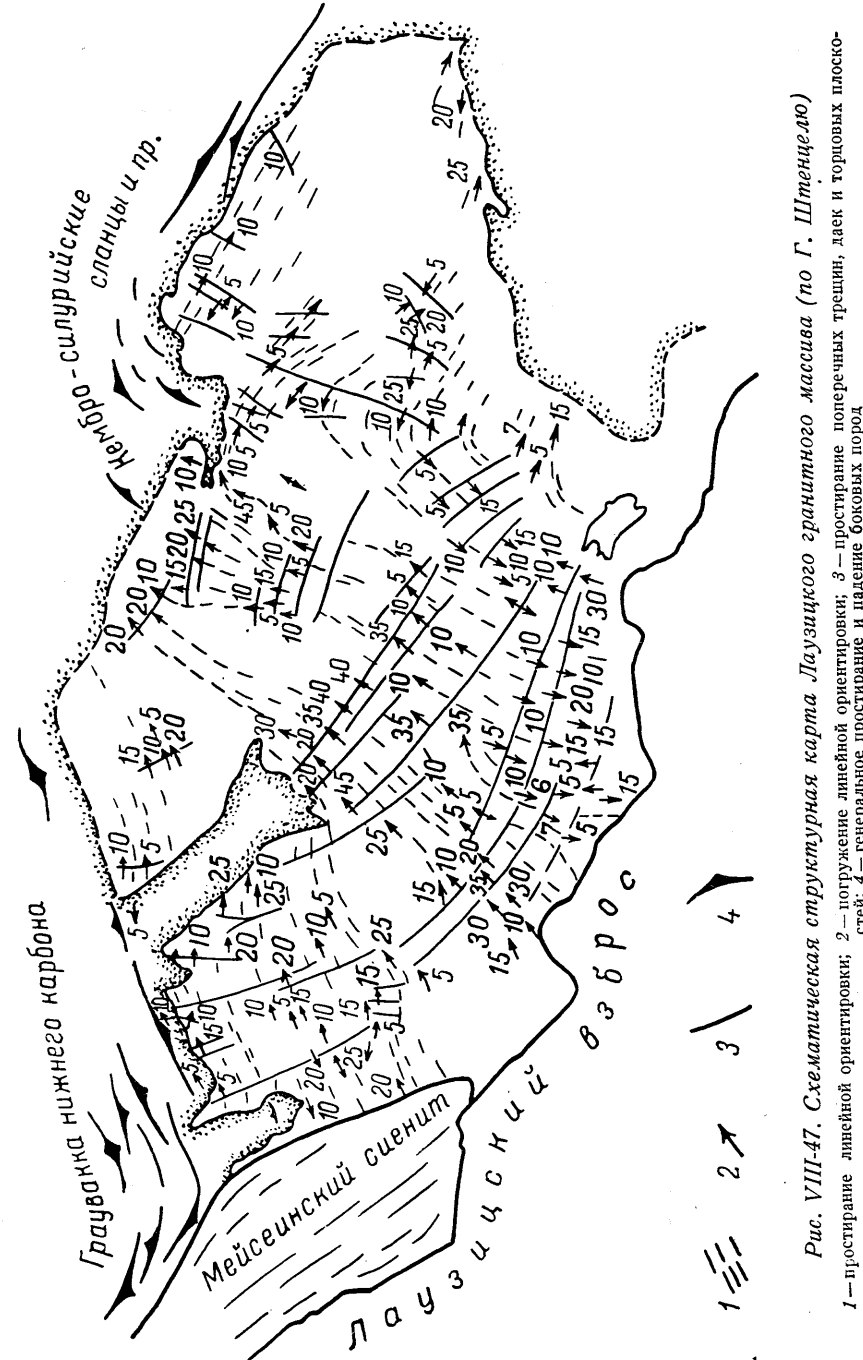


Рис. VIII-47. Схематическая структурная карта Лаузицкого гранитного массива (по Г. Штенцелю)

1 — погружение линейной ориентировки; 2 — простирание поперечных трещин, даек и торцовых плоскоствей; 3 — простирание поперечных трещин, даек и торцовых плоскоствей; 4 — генеральное простирание и падение боковых пород

Лаузицкий массив гранитных пород представляет межформационное тело, заключенное между северо-саксонскими граувакковыми формациями и гнейсами. Он использует крупную поверхность несогласия между двумя структурными этажами. Площадь массива около  $4000 \text{ км}^2$  (рис. VIII-47).

Как можно видеть на геолого-тектонической схеме, характернейшей особенностью внутреннего строения Лаузицкого массива является совпадение важнейших направлений линейно-параллельной ориентировки с простиранием осей геологических структур вмещающих пород — граувакк нижнего карбона, кембро-силурийских сланцев и древних гранито-гнейсов.

Замечательная деталь: там, где тектонические оси во вмещающих породах образуют резкий изгиб (в плане), линейная ориентировка в интрузивном массиве повторяет этот изгиб. Подобные соотношения дают большие основания считать, что формирование главных тектонических структур в палеозойских породах происходило одновременно со становлением интрузивного массива и главные черты линейной ориентировки в нем вполне подтверждают такой вывод. Следует обратить также внимание на замечательно закономерное сопряжение поперечной трещиноватости с линейной ориентировкой. В той части массива, где линейная ориентировка образует дугу изгиба, поперечные трещины, точно следуя за изменением простирания структуры, образуют веер (также в плане). Такие взаимоотношения наряду с наблюдаемым заполнением трещин магматическими жилами указывают на прототектоническое происхождение системы поперечных трещин.

**Хауценбергский массив** в Пассауском лесу расположен южнее Баварского пфалля — силицифицированной милонитовой зоны сдвига, вероятно, служившей подводным каналом для магмы еще в верхнем палеозое, с активными движениями в третичное время, сместившими юрские и меловые породы (Клоос, 1926, стр. 489). Вмещающими породами являются инъекционные гнейсы, гнейсовые сиениты и парагнейсы, простирание параллельно пфалю (рис. VIII-48 а). Предполагается, что Хауценбергский массив является гарполитовым телом сравнительно небольшой мощности, использующим крупную поверхность несогласия. Однако в плане очертания массива независимы от генерального тектонического простирания структур во вмещающих породах (рис. VIII-48 а, б), что не противоречит представлениям о гарполитовой форме тела, поскольку известная самостоятельность формы всегда может иметь место в межформационном магматическом теле. В массиве развита линейно-параллельная ориентировка, занимающая большей частью положение, параллельное простиранию сланцеватости во вмещающих гнейсах, с погружением линий к востоку под углом до 32° на восточных крыльях свода и до 25° к западу на западных крыльях свода.

В толщу древних гнейсов были инъекционированы многочисленные малые несогласные тела диорита и граносиенита. В них наблюдается план-параллельная ориентировка вдоль контактов с вмещающими породами. Позднее произошла интрузия небольших тел мелкозернистого гранита. В них практически отсутствуют план-параллельные структуры, но широко развита линейная ориентировка, замечательным свойством которой является независимость от формы отдельных массивчиков и единообразность для всей группы тел, несмотря на то что они разобщены. Простирание линейной ориентировки располагается под острым углом к простиранию сланцеватости во вмещающих гнейсах, но, в общем, довольно близко. Единственное возможное предположение об условиях образования такой ориентировки заключается в том, что ориентировка отражает план тектонических усилий, господствовавших во всем участке земной коры, включая породы кровли, в момент застывания небольших массивов мелкозернистых гранитов. Самостоятельные движения магмы никак практически не отразились на ориентировке (в отличие от совсем иных условий затвердевания небольших тел диорита и граносиенита, в которых протектонические структуры являются структурами течения).

Хауценбергский массив и сопровождающие его тела мелкозернистых гранитов представляют хороший пример независимости определенных типов линейной ориентировки от течения магмы и в связи с этим от деталей морфологии массивов.

Такую же региональную ориентировку линейной структуры можно наблюдать в гранитных массивах Барри, представляющих серию штоков небольших размеров (200—300, 400 × 2000 м), вытянутых в северо-северо-восточном направлении в соответствии с простиранием филлитовых сланцев ордовика и также согласно падающих на северо-запад под

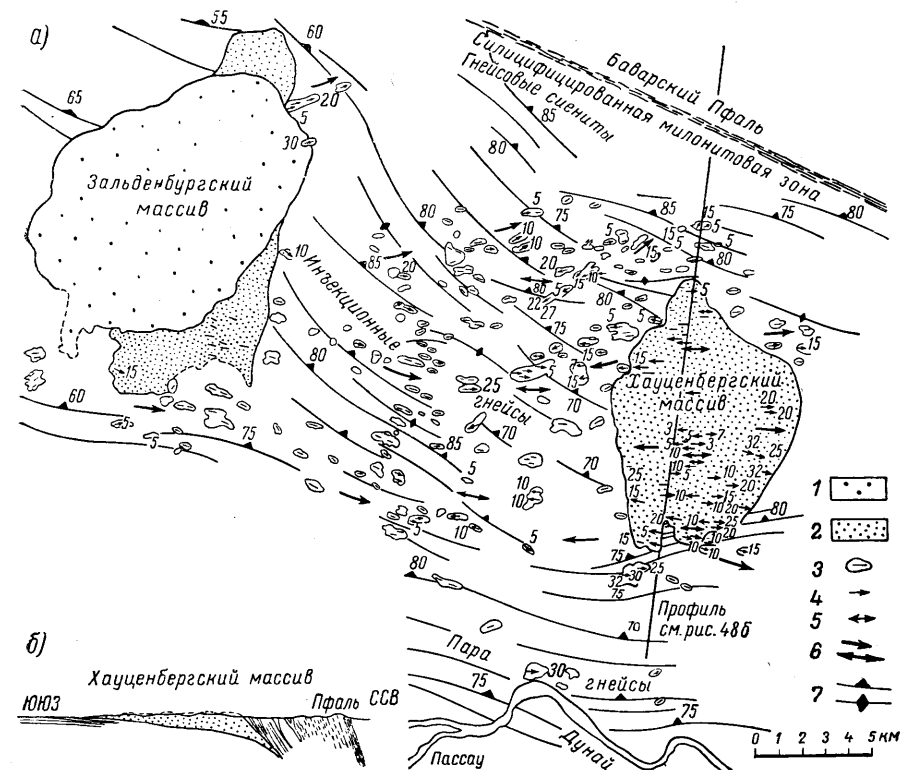


Рис. VIII-48. Структурная карта а) и разрез б) Пассауских интрузий в Баварии (по Г. Клоосу)

1 — грубозернистый гранит; 2 — среднезернистый гранит; 3 — штоки мелкозернистого гранита, сиенит-гранита и диорита (черточки указывают простирание проекции параллелизма минералов); 4 — погружение линейной ориентировки; 5 — горизонтальная линейная ориентировка; 6 — общая ориентировка и погружение линейных структур в районе; 7 — общее простирание и падение гнейсов

углами 50—75°. Линейная ориентировка также вытягивается в северо-северо-восточном направлении с погружением на северо-северо-восток и юго-юго-запад под углами от 5 до 25° (рис. VIII-49). Важно отметить, что во вмещающих филлитовых сланцах также имеется линейная ориентировка, которая единообразна на всей планшете, но имеет падения только на северо-северо-восток под более крутыми углами от 20 до 45°. Совершенно аналогичное внутреннее строение имеют граниты Конкорд (Болк, 1946, стр. 98—102 и 33).

**Гранитный массив Медвежьих гор** (Лов, 1950) внедряется в синклинальную структуру по зоне рассланцевания в метаморфических сланцах докембрийского возраста (рис. VIII-50). Зона рассланцевания пересекает складчатый комплекс почти под прямым углом и падает к северо-

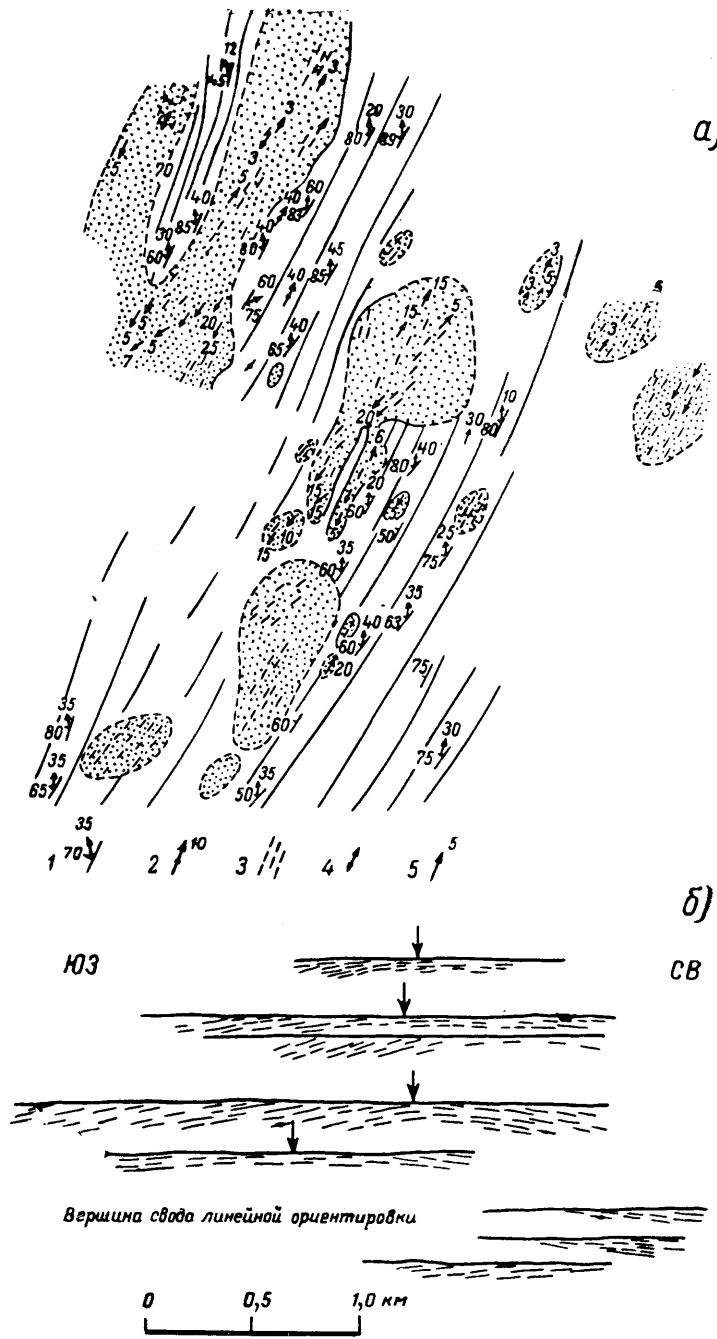


Рис. VIII-49. Структурная схема а) и профили б) гранитных массивов Гранитвилла, Барри в Вермонте

1 — простирание и падение филлитов, стрелки показывают простирание проекции и угол погружения линейной ориентировки; 2 — то же, вертикальное падение пластов; 3 — простирание линейной ориентировки; 4 — горизонтальная линейная ориентировка; 5 — линейная ориентировка, погружающаяся под углом в 5° на северо-восток

востоку под углами 30—50°. Интрузия, в общем, согласна с зоной расланцевания и обладает двумя четко выраженными структурными элементами. Первый представлен план-параллельной ориентировкой, отра-

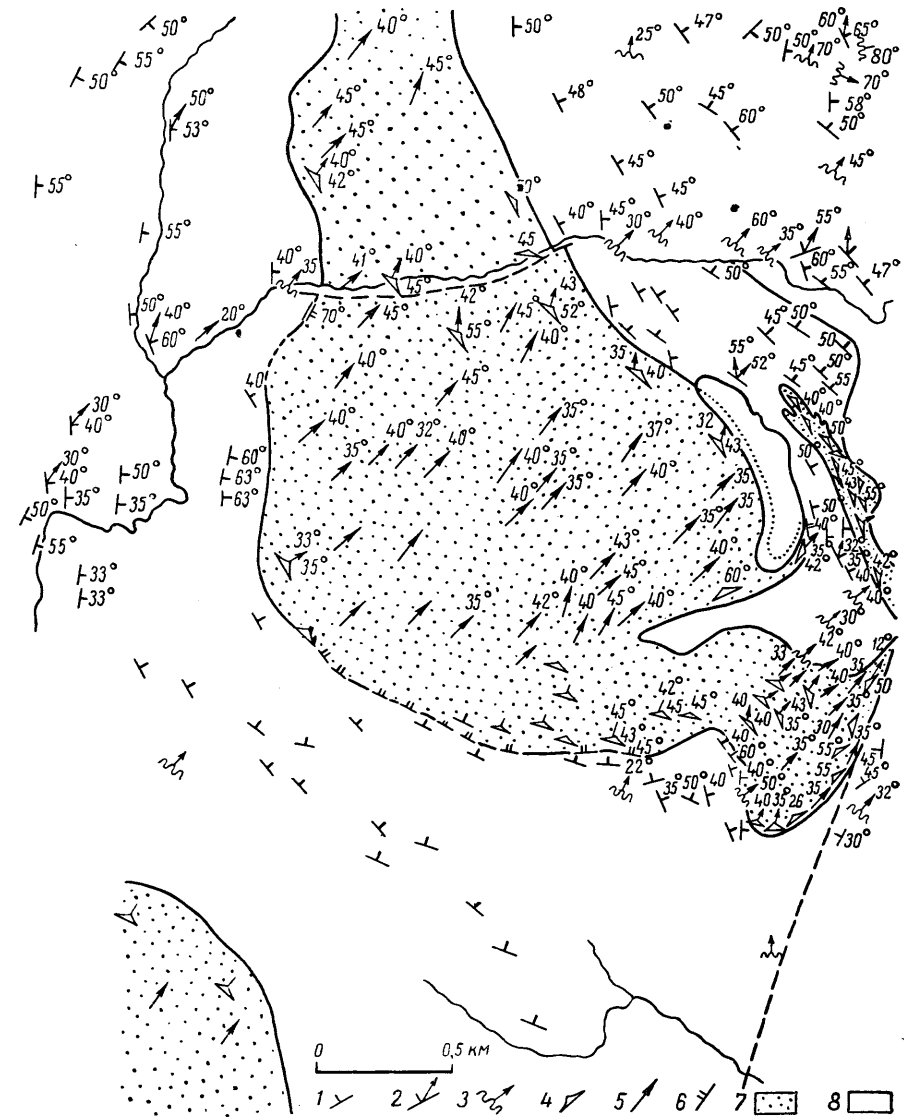


Рис. VIII-50. Структурная карта гранитного массива Медвежьих гор (по К. Е. Лову)

1 — простирание и падение сланцеватости; 2 — то же с направлением погружения линейной структуры; 3 — реликты складчатости и направление погружения складок; 4 — план-параллельные структуры течения; 5 — линейная ориентировка; 6 — залегание поверхности контакта; 7 — граниты; 8 — метаморфические породы докембрия (Гренвилль?)

жающей, повидимому, судя по согласным взаимоотношениям со всеми контактами, направление течения магмы к концу внедрения интрузии.

Второй элемент — линейная ориентировка, совершенно не зависит от плоскостей истечения магмы и во всех участках массива располагается

строго параллельно ориентировке осей складчатых структур. Это один из прекрасных примеров, доказывающих возможность генетической независимости линейной и плоскостной ориентировок, причем в данном случае линейная ориентировка отчетливо отражает план расположения тектонических сил, действовавших на интрузию в момент ее становления, а план-параллельная ориентировка представляет структуру течения магмы в последние этапы перед затвердеванием массива.

В. М. Сергиевский отмечает, что такая же независимость линейной ориентировки характерна для некоторых интрузивов Заилийского Алатау.

**Гранитный массив Сьерры-Невады** представляет большой интерес как пример многофазного тела, составленного несколькими одновременно внедряющимися интрузиями (рис. VIII-51). Восточное тело в гра-

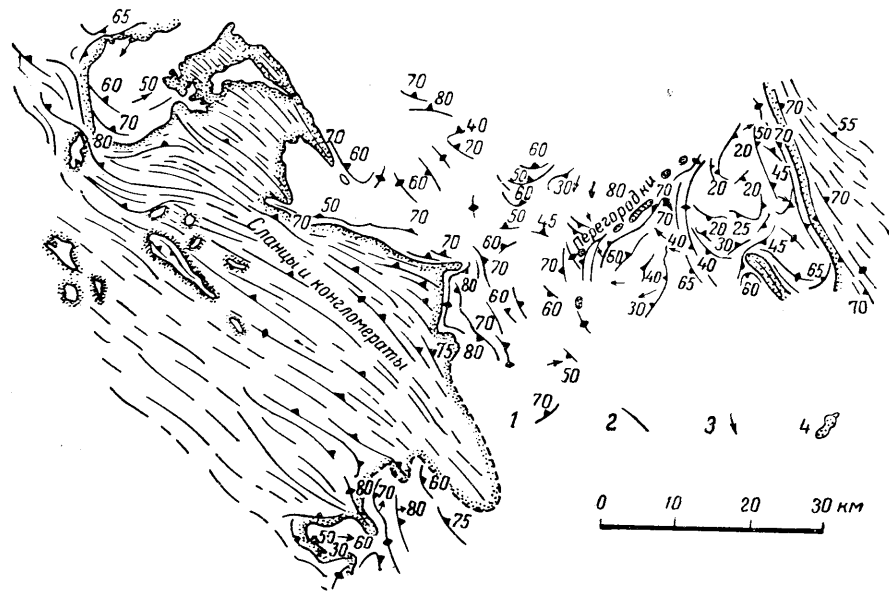


Рис. VIII-51. Структурная схема гранитного массива Сьерры-Невады (по Э. Клоосу)

1 — общее простирание и падение план-параллельных структур; 2 — вертикальное падение тех же структур; 3 — общее направление погружения линейной ориентировки; 4 — ксенолиты

ницах рассматриваемого планшета более молодое, западное тело древнее. Для обоих тел характерны крутые боковые стенки и в связи с этим сохранились перегородки из прослоев мраморов и кварцитовых сланцев, отделяющие в некоторых местах (не всюду) одно тело от другого. Существование разделяющих перегородок не представляет исключительного явления. Такие же перегородки описаны Г. Н. Щербой в южнокалбинских гранитах в Восточном Казахстане и в гранодиоритах Вуд-Ривер в Айдахо (Умплиби и др., 1930, стр. 44—49).

Обе разновозрастные интрузии имеют плоские шпильки, образующие в восточной интрузии хорошо развитый свод. На восточном контакте план-параллельные структуры имеют крутое падение наружу, к востоку или внутрь, на запад; в полосе шириной 3 км по направлению к центру интрузии падение план-параллельных структур становится положе, а еще дальше, в центральной зоне оно редко бывает круче 20—30°. Около противоположной западной границы, представленной перегородкой из оса-

дочных пород, план-параллельная структура имеет опять почти вертикальное залегание.

Периферические части массива представляют уже не обычные граниты, а гнейсы, не отличимые от гнейсов динамометаморфического происхождения. Вмещающие породы в экзоконтакте также сильно деформированы; галька в конгломератах удлинена в вертикальном направлении. Общая ширина зоны деформации, прилегающей к контактам, составляет около 5 км (Болк, 1946, стр. 94—95). Для этого же массива с круто поставленными стенками характерны целые системы краевых взбросов (рис. VIII-28). Видимо, в отличие от многих других гранитных интрузий, интрузия Сьерры-Невады занимала свое место среди окружающих пород, энергично динамически воздействуя на них. Не исключено, что в данном случае тектонические напряжения, возникшие на больших глубинах, передавались гидростатически через еще не затвердевшую магму в верхние этажи земной коры.

### НАБЛЮДЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ В ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Вулканогенные породы, особенно важнейшие их представители — эффузивные породы, в смысле структурных взаимоотношений со своим окружением и между собой занимают промежуточное положение между осадочными и интрузивными породами.

С осадочными породами вулканогенные породы, в том числе и многие эффузивы, сближает грубопластообразная форма залегания и в связи с этим отчетливое участие в складчатых сооружениях. С интрузивными породами эффузивы сближают разнообразные переходные взаимоотношения с секущими телами, эруптивными (вулканическими) аппаратами, являющимися корнями эффузивных образований, а также петрографический состав.

Наблюдения среди вулканогенных пород относятся к числу труднейших ввиду двойственного характера их геологического положения и требуют наряду со структурно-тектоническими также больших петрографических исследований.

При структурных наблюдениях в области развития вулканогенных пород отправным пунктом для заключений является отчетливое разграничение разнообразных генетических типов эффузивов, сопровождающих их пирокластов и туфогенных пород, различия в происхождении которых обычно определяет и различия форм залегания и участия в структурах.

Первоочередной задачей, предвещающей изучение структурных взаимоотношений в областях развития вулканогенных пород, является четкая классификация всех пород, связанных с эффузивной деятельностью. В соответствии с этим мы рассмотрим генетические типы пород, связанных с эффузивной деятельностью и характерные для них формы залегания.

### СОБСТВЕННО ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И ФОРМЫ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

Эффузивные породы образуются при остывании магмы, излившейся на поверхность. Они представляют продукт, образующийся в относительно спокойных условиях, когда вулканический процесс не осложнен взрывами и выбросами больших количеств обломочного материала. Во многих



случаях периоды относительно спокойного излияния лав чередуются с периодами взрывной деятельности, поэтому в большинстве районов развития вулканогенных пород собственно эффузивные образования перемежаются с пирокластическими накоплениями, часто достигающими большой мощности. В соответствии с этим лавы могут быть в той или иной мере смешаны с обломочными продуктами взрывов и существует полная гамма переходов от собственно эффузивных пород к пирокластическим. Кроме того, часто движение лавовых масс представляет пульсирующий процесс, лава затвердевает и движение ее останавливается, затем по мере прибывания новых порций магмы затвердевшая оболочка потока взламывается, корка твердой оболочки раздробляется и образуется лавовая брекчия. Потоки новых порций магмы перекрывают части потоков, которые остыли раньше и остановились. Конечно, возникающие при этом перекрытия не дают оснований для выделения разновозрастных фаз, так как в сущности относятся к единому акту извержения.

Лавы могут заключать также обломочные продукты вулканических взрывов (вулканические бомбы, сцементированные лавой, туфолавы).

Породы с лавовым цементом (агглютиниды) по своему генезису, таким образом, могут занимать положение промежуточное между эффузивами и пирокластами, но в отношении способа локализации, а следовательно, и формы первичного залегания они являются собственно эффузивными породами.

Размеры тел, образуемых излившимися магмами, очень разнообразны. Мощность отдельных тел лавовых покровов варьирует от немногих метров до первых сотен метров. Так средняя мощность базальтовых покровов в Индии менее 18 м, в Гренландии 4,5—9 м, но базальтовые потоки четвертичного возраста, заполняющие древние долины в Армении, имеют мощность более 100 метров. Эффузивные кварцевые альбитофиры черепановской свиты на Алтае имеют мощность около 200 м и залегают на площади около 200 км<sup>2</sup>. Замечательную мощность и единообразие состава имеют кушайнакские кварцевые кератофиры в западной части Кураминского хребта; мощность их составляет 300 м, площадь распространения более 30 км<sup>2</sup>.

При излиянии лав на более или менее ровную поверхность континента или морского дна образуются покровы, которые первоначально занимают близкое к горизонтальному или слабонаклонное положение. На склонах современных стратовулканов естественные наклон лавовых потоков достигают 30°. В случае заполнения лавами древних долин речной сети или оврагов получают тела языкообразной формы, которые неудачно именуют потоками.

### **ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ФОРМЫ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ**

Пирокластические породы представляют накопления продуктов вулканических взрывов и включают следующие разновидности:

1. Пепловые, пелитовые туфы (меньше 0,01 мм) и алевритовые, частью псаммитовые туфы (0,1 до 2 мм). Формы залегания пепловых туфов наиболее близки к формам залегания обычных осадочных пород. Однако на склонах стратовулканов и они образуют пласты с наклоном до 30°.

2. Псефитовые (часто лапиллиевые) туфы, составленные более крупнообломочными продуктами вулканических взрывов, уже значительно более изменчивы, входя в состав осадочно-эффузивных толщ, частью в форме пластовых тел, но весьма часто в форме выклинивающихся линз.

3. Грубые пирокластические породы — аггломератовые туфы, туфобрекчии и линзы с вулканическими бомбами — имеют тела с еще более неправильными формами залегания — обычно это линзы, быстро выклинивающиеся во все стороны.

Аггломераты состоят из округлых или почти округлых обломков диаметром более 5—10 мм, сцементированных более тонким туфовым материалом. Округление обломков — результат многочисленных столкновений в вулканическом жерле и трения при перемещении без участия водных потоков.

В своем характерном выражении пирокластические породы составлены вулканическими продуктами, не испытанными перемываниями водой. В связи с этим возможно встретить самые разнообразные условия их первичного залегания — прислонения к склонам, заполнения впадин древнего рельефа.

Однако надо отметить, что весьма часто петрографы относят к типичным туфам также вулканический материал, отложившийся в море, но не испытанный существенного перемывания и транспортировки. Именно в связи с этим устанавливается частое переслаивание туфов с органическими известняками.

Эффузивные породы и их пирокластические аналоги довольно часто содержат обломки пород, захваченных поднимающейся магмой из пород, составлявших стенки трубок и трещин поднятия. В Приморье в псефитовых базальтовых туфах обломки гранита иногда составляют 40—50% породы. В Закарпатье в псефитовых литокластических туфах дацита встречаются в большом количестве обожженные обломки аргиллитов размером до 0,2 мм (Малеев, 1951). Картирование распространения чуждых обломков в вулканогенных толщах и изучение их состава могут дать важные материалы для суждения о составе нижележащих пород и геологическом строении района.

Туффоиды — породы, составленные из обломочных продуктов вулканических извержений, отложенных из водной среды, в том числе и в связи с размыванием собственно эффузивных пород (граувакки). Характерной чертой собственно туффоидов являются синхронность и локальная связь с эффузивно-туфовыми породами, с которыми они обычно переслаиваются. Это не относится к грауваккам, образующимся за счет размыва уже сформировавшихся (прошедших стадию литогенеза) эффузивно-кластических толщ. Соответственно граувакки, в строении которых дополнительное участие принимает материал одновременно размываемых нормально осадочных толщ, подчиненных вулканогенным, обычно отличаются большой площадью распространения и часто огромными мощностями, тогда как собственно туффоиды, являясь продуктами местных размывов, представлены быстро выклинивающимися линзами весьма неустойчивого состава.

### **ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**

Исключительная изменчивость по простиранию колонки разреза осадочно-эффузивных пород (обычно неточно именуемая в данном случае фациальной изменчивостью) определяет особые условия и трудность картирования тектонических структур.

Действительно, почти любой отдельный слой представляет линзу, выклинивающуюся по простиранию или по падению на протяжении десятков или сотен метров. С другой стороны, линзы, сложенные совершенно

аналогичными породами, могут появиться выше или ниже по разрезу на ближайших соседних участках. В связи с таким строением вулканогенных толщ наибольшую опасность представляет стремление геолога объединять отдельные линзы одинаковых пород по простиранию. Это объединение особенно опасно в вертикальных разрезах по глубоким буровым скважинам (рис. VIII-52). Таким образом, могут быть пропу-

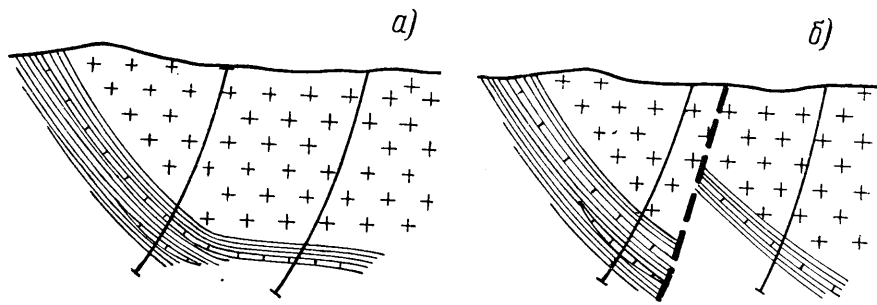


Рис. VIII-52. Характерный геологический профиль через пластовое месторождение, залегающее в осадочно-эффузивной толще  
Два варианта: а) при отсутствии тектонических нарушений и б) при наличии сброса

щены существенные разломы и дано неправильное представление о простирании слоистой структуры (рис. VIII-53).

Однако, подчеркивая обычное отсутствие маркирующих слоев в вулканогенных толщах, должно отметить, что разделение вулканогенных толщ на отдельные характерные комплексы (маркирующие свиты) в

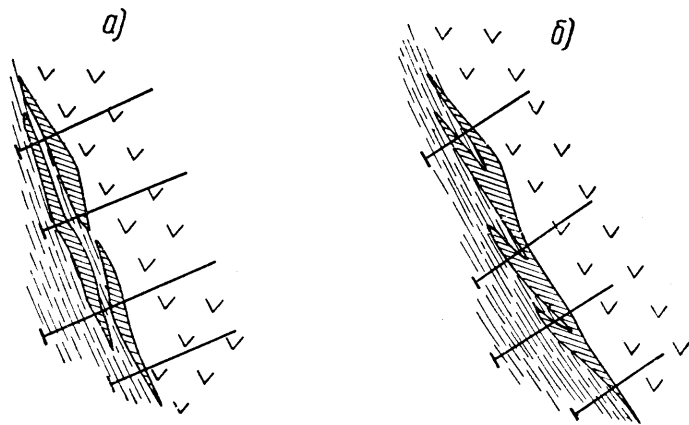


Рис. VIII-53. Схематический геологический план месторождения, залегающего в осадочно-эффузивной толще  
а) построенный по данным буровой разведки; б) действительное строение, по данным горных выработок

ряде областей вполне возможно. Например, комплекс кератофиров центральной части Кавказа мощностью всего лишь около 100—300 м на площади более 600 км<sup>2</sup>.

Выделение маркирующих свит особенно необходимо для расшифровки складчатых структур в областях развития вулканических пород. Существует неосновательное мнение, что толщи, в основном сложенные мощными массивными эффузивами с малым участием слоистых осадоч-

ных пород, способны образовывать лишь очень пологие изогнутия большого радиуса. Изучение мощных (до 200—300 м) преимущественно эффузивно-туфогенных толщ среднего девона Алтая и в других районах с аналогичными свитами совершенно опровергает это мнение (рис. VIII-54). Складчатость второго и третьего порядка с наклонами крыльев до 30—40° обычна в подобных толщах (Бир, 1929, стр. 54). В связи с этим

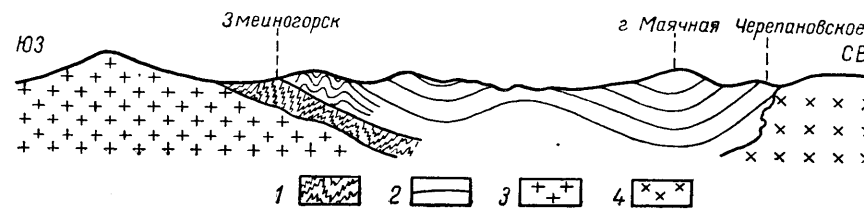


Рис. VIII-54. Схематический геологический профиль через поле девонских эффузивов в Зmeinогорском районе на юго-западном Алтае  
1 — метаморфические сланцы нижнего палеозоя; 2 — эффузивно-осадочная толща среднего и верхнего девона; 3 — зmeinогорские граниты; 4 — калбинские граниты

при изучении тектонических структур вулканогенных толщ, кроме выделения маркирующих свит, необходимы специальные и многочисленные наблюдения элементов залегания. Обычно наиболее надежные данные об элементах залегания получаются при наблюдении контактов между эффузивными, туфогенными и туффоидными и особенно нормально-осадочными породами. Такие контакты всегда приходится внимательно отыскивать и в необходимых случаях широко применять искусственные обнажения для их вскрытия.

В некоторых случаях на больших площадях развиты только эффузивные или туфогенные породы и элементы залегания необходимо пытаться установить непосредственно в них. Эта задача трудна и далеко не всегда разрешается успешно.

В эффузивах иногда некоторым, хотя и недостаточно надежным, указанием на расположение первоначальной плоскости горизонта является положение плоскостей флюидалных текстур, однако надо помнить, что в передвигающемся лавовом потоке плоскости течения могут иметь разнообразные местные ориентировки, вызванные изменениями движения магмы, поэтому для выводов нужно большое число замеров на значительной площади. Кроме того, очень часто плоскости течения и в среднем значении не совпадали с первоначальным положением горизонта при движении лавы по склонам вулканических возвышенностей.

Несколько надежнее наблюдения структур ориентировки обломков в туфах. Так, например, некоторые туфы сложены плоскими обломками и ориентировка этих обломков вполне позволяет выяснить условия залегания породы (рис. VIII-55).

Сильно затрудняет изучение геологического строения и тектонической структуры эффузивно-осадочных толщ обычное присутствие в них

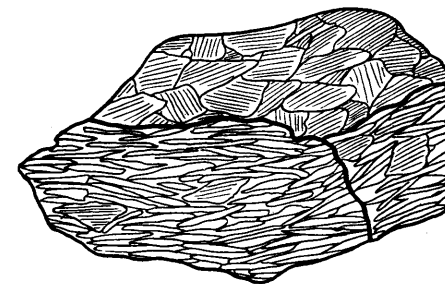


Рис. VIII-55. Первичная ориентировка обломков в вулканических туфах кварцевых кератофиров. Юго-западный Алтай, село Горновка

синхронных и более молодых пород силловой фации и ископаемых эруптивных аппаратов. Не выделив эти образования, нельзя правильно разобратся в строении изучаемого района.

Критерии отличия силловых образований от лавовых потоков были рассмотрены выше. Добавим, что по данным В. И. Чернова, минералогический состав шлиха из больших протолок эффузивных образований и интрузивных залежей может быть различным. Например, в интрузивных залежах фельзитов и порфириров — роговые обманки, тогда как в эффузивных породах аналогичного типа — пироксены.

Для выяснения древних эруптивных аппаратов большое значение имеет картирование изменений состава эффузивно-пирокластических пород. В непосредственной близости к центрам извержений находятся наиболее крупнообломочные пирокласты, с удалением от центров извержений уменьшается крупность обломков и увеличивается количество нормально-осадочных пород.

Выяснение размещения древних эффузивных аппаратов при геологических съемках имеет крупный практический интерес, поскольку возможно, что часть рудных месторождений, связанных с магматическими породами, располагается в непосредственной близости к ослабленным участкам земной коры, использовавшимся магмой для подъема на поверхность. Эти же ослабленные участки могли служить подводными каналами для металлоносных растворов много позднее, после прекращения эффузивной деятельности.



## ГЛАВА ДЕВЯТАЯ

### ТЕКТОНИТЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ (ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ)



Тектонитами называются горные породы и руды, в которых все или некоторые минералы приобрели определенную ориентировку под воздействием тектонических сил (табл. XXXII). Например, тектонитами являются гнейсы, которые образованы в результате динамометаморфизма. В них пластинчатые минералы (слюды, реже таблитчатые кристаллы полевых шпатов) располагаются взаимно параллельно или имеют другую закономерную ориентировку.

Тектонитами также называются породы, в которых наблюдается ориентировка кристаллов новообразованных минералов (так называемая ориентировка роста), зависящая от ранее существовавших в породе структур тектонического происхождения.

Главная цель изучения тектонитов заключается в том, чтобы по закономерной ориентировке породообразующих минералов определить положение в пространстве главных плоскостей скольжения или линейное направление движения вещества. По этим данным возможно установить расположение главных осей деформации и таким образом изучить условия образования данной тектонической структуры.

Изучение ориентировки породообразующих минералов с целью определения кинематики и, по возможности, динамики деформации горных пород и условий образования тектонических структур называется петроструктурным анализом.

#### ДИАГРАММЫ ОРИЕНТИРОВКИ

Структура тектонитов, расположение составляющих их породообразующих минералов, изучается в ориентированных шлифах. Ориентированным шлифом называется такой шлиф, положение которого относительно географических координат и относительно главных осей геологических структур известно.

Чтобы получить ориентированный шлиф, необходимо при взятии образца отметить на одной из его плоскостей линию горизонта, угол и направление падения плоскости. Обычно знак ориентировки будущего образца, не выбитого еще из коренного залегания, делается чернильным

карандашом (рис. IX-1 а). Горным компасом измеряются азимут и угол падения выбранной плоскости, указывается на каком боку плоскости (лежащем или висящем) нарисован знак ориентировки. Затем образец выбивается из обнажения. Пластинки для изготовления шлифов вырезаются из образца под прямым углом к плоскости, на которой нанесен

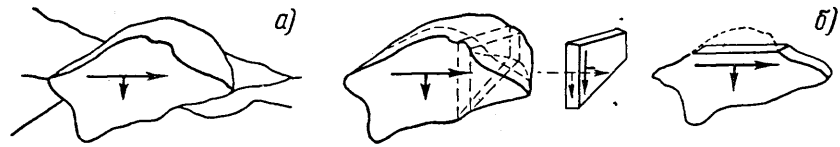


Рис. IX-1. Взятие и обработка ориентированного образца

а) ориентировка будущего образца в коренном залегании; б) — распиливание образца для изготовления ориентированных шлифов

ориентирующий знак. Таким образом, по ребру пластинки, совпадающему с ориентированной плоскостью, устанавливается точное положение в пространстве вырезанной пластинки (рис. IX-1 б).

При изготовлении шлифа отмечается, какой стороной пластинка наклеена на предметное стекло. Для этого большую стрелку на шлифе всегда следует направлять по падению (не по восстанию) ориентированной плоскости (рис. IX-2 а). Если же пластинка выпилена параллельно простиранию плоскости (рис. IX-2 б), большая стрелка направляется по направлению истинного простирания (т. е. по направлению взгляда наблюдателя, правая рука которого обращена в сторону падения).

Ориентированный шлиф изучается на федоровском столике, который снабжается салазками, позволяющими передвигать шлиф без нарушения

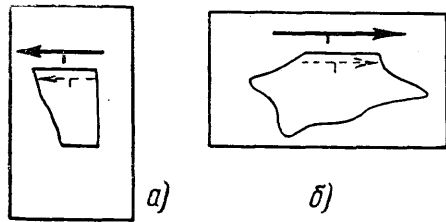


Рис. IX-2. Ориентированные шлифы

а) перпендикулярный и б) параллельный, относительно первоначальной ориентированной плоскости

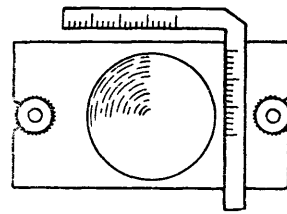


Рис. IX-3. Простейшее приспособление для сохранения ориентировки шлифа при массовых замерах зерен на федоровском столике

его первоначальной ориентировки, параллельно двум его сторонам. Если нет салазок, для этой же цели применяется специальный подвижный угольник, свободно передвигающийся вместе со шлифом в канавке, выточенной в оправе верхнего сегмента столика Федорова (рис. IX-3).

Результаты замеров ориентировки породообразующих минералов наносятся на сетку равноплоской проекции. Методы составления диаграмм были рассмотрены в главе VI. В отличие от принятого при составлении диаграмм трещиноватости проектирования с верхней полушеры, при петроструктурном анализе пользуются проекцией с нижней полушеры. На диаграмме может быть показана ориентировка оптических осей (например, кварца или кальцита), ориентировка нормалей к пластинкам (лейстам) слюд, ориентировка нормалей к трещинам спайности или к двойниковым плоскостям (кальцита) и т. п.

**Система координат  $a, b$  и  $c$ .** Вместо обычной системы прямоугольных координат, совпадающих с ориентировкой трех главных осей деформации, в петроструктурном анализе применяется система прямоугольных координат, введенная Б. Зандером (1930). В этой системе оси  $a, b$  и  $c$  будем обозначать малыми буквами, для отличия от главных осей деформации  $A, B$  и  $C$ .

Ось  $a$  отвечает линии движения при деформации горной породы. Так как громадное большинство деформационных движений, вызывающих единообразную ориентировку породообразующих минералов, представляет собой перемещение по плоскостям ламинарного скольжения, скальвания или, наконец, по плоскостям межслоевого скольжения при складчатости, можно принять, что ось  $a$  практически всегда лежит в плоскости

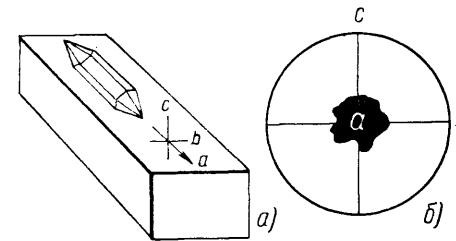


Рис. IX-4. S-тектонит. Ориентировка кварца при трансляции по граням призмы

а) верхняя поверхность параллелепипеда является поверхностью скольжения при деформации породы;  $a$  — направление трансляции;  $b$  и  $c$  — две другие оси системы прямоугольных координат, к которой отнесена линия движения; б) диаграмма ориентировки оптических осей кварца (в кристаллах оси параллельны граням призмы). Черным показан максимум

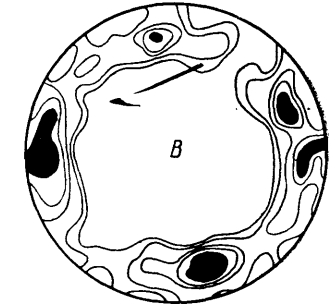


Рис. IX-5. В-тектонит

скольжения какого-либо из перечисленных трех видов. Ось  $b$  также лежит в плоскости скольжения, но ориентирована перпендикулярно к

направлению движения. Таким образом, плоскости скольжения практически всегда соответствует плоскость  $ab$ . Плоскость  $ab$  удобно обозначать также буквой  $s$  в тех случаях, когда неизвестна ориентировка осей  $a$  и  $b$ . Ось  $c$  представляет перпендикуляр к плоскости  $ab$ .

Плоскости  $s$  могут располагаться различным образом по отношению к главным осям деформации. Например, плоскости скальвания образуют часто угол, близкий к  $45^\circ$ , с осями  $A$  и  $B$ ; в других случаях плоскости ламинарного скольжения могут совпадать с плоскостью  $AB$ ; плоскости межслоевого скольжения при складчатости постоянно меняют свою ориентировку в разных частях складки. Поэтому оси  $a$  и  $c$  системы координат  $a, b$  и  $c$  в общем случае не совпадают с главными осями деформации.

Что касается оси  $b$ , то она очень часто совпадает с осью  $B$  ввиду того, что очень многие плоскости ламинарного скольжения, скальвания и межслоевого скольжения ориентированы в зоне главной оси деформации  $B$ , т. е. эта ось лежит в их плоскости таким образом, что при наличии нескольких систем плоскостей движения, последние пересекаются по оси  $B$  и движение по этим плоскостям осуществляется в направлении, перпендикулярном относительно оси  $B$ . Вот почему определение ориентировки оси  $b$  при петротектоническом анализе имеет исключительно большое значение, поскольку таким образом обычно удается установить ориентировку главной оси деформации  $B$ , а это, в свою очередь, облегчает определение ориентировки всех главных осей деформации. Таков часто применяемый способ расшифровки плана деформации и общих

особенностей геологической структуры. В связи с этим ось *b* называют еще тектоническим простиранием структуры, подчеркивая этим ее исключительное значение. Следует, однако, помнить — что в не-

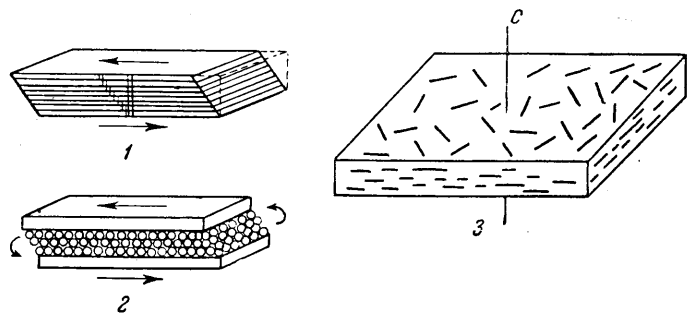


Рис. IX-6. Существующие представления о механизме образования *S*-тектонитов (1), *V*-тектонитов (2) и *R*-тектонитов (3)

которых случаях ось *b* не совпадает с главной осью деформации *B*, например, когда поверхность скалывания располагается не в зоне оси *B*, а в зоне оси *C*, а также в складчатых зонах на периклинальных замыканиях складок. Хотя эти случаи сравнительно редки, тем не менее считать с ними необходимо.

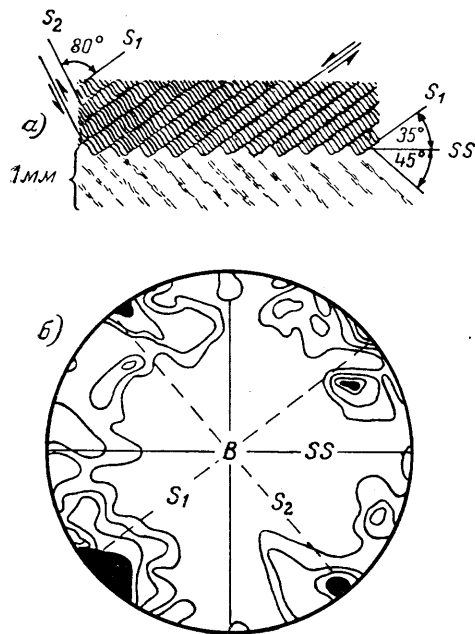


Рис. IX-7. Механизм образования комплексного (*S* + *V*) тектонита

а) пересекающиеся плоскости скольжения в палеозойских глинистых сланцах (по Б. Зандеру, 1950); б) диаграмма ориентировки плоскостей кальцита, образующаяся в аналогичных условиях, при деформации по двум пересекающимся плоскостям скольжения

ралов осуществляется вокруг оси *b*, в связи с чем тектониты с поясным расположением максимумов ориентировки получили название *V*-тектонитов. Существующие представления о механизме образования *S*- и *V*-тектонитов представлены на рис. IX-6, 1, 2.

Нужно иметь в виду, что далеко не все диаграммы можно классифицировать в *S*- и *V*-тектониты. Во-первых, существуют комплексные и, надо сказать, наиболее важные типы тектонитов. На рис. IX-7 а изображен механизм образования тектонита при движениях по двум сопряженным системам поверхностей ламинарного скольжения. Опыт показывает, что этот тип тектонитов распространен довольно широко. Диаграммы подобных тектонитов имеют вид, изображенный на рис. IX-7 б. На них мы наблюдаем два сопряженных максимума, иногда с поясом менее отчетливых максимумов.

По диаграмме ориентировки комплексного тектонита можно достаточно надежно установить положение плоскостей скольжения *s*. С другой стороны, наличие поясной диаграммы, повидимому, еще не дает права на отнесение породы к *V*-тектонитам.

Среди полосчатых магматических пород известны такие, у которых призматические минералы лежат в плоскостях слоев истечений, но при этом ориентированы совершенно беспорядочно. Диаграмма ориентировки в такой породе будет иметь поясную форму (рис. IX-6, 3), однако осью такого пояса будет ось *c*, а не ось *b*. Вероятно, и в тектонитах возможны случаи ориентировки поясов нормально относительно оси *c*, поэтому следует согласиться с исследователями, предлагающими ввести для тектонитов с поясными диаграммами термин *R*-тектонит (от латинского *rotare* — вращать). Этот термин нейтрален в том смысле, что он не поясняет, какая из осей координатной системы была осью вращения.

#### ОРИЕНТИРОВКА ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Очевидно, для того чтобы расшифровать диаграммы ориентировки породообразующих минералов и установить по ним расположение главных тектонических элементов (поверхностей скольжения, координатных осей тектонического движения *a*, *b* и *c*, или, наконец, главных осей деформации), надо знать, как ориентируются породообразующие минералы по отношению ко всем этим тектоническим элементам и механизм их ориентировки.

Способы ориентировки были рассмотрены в VI главе. Напомним, что важнейшими генетическими типами ориентированности минералов являются:

1) ориентировка кристаллических зерен в связи с дифференциальными движениями при деформации (тектоническая ориентировка);

2) ориентировка роста кристаллов. В ряде случаев растущие кристаллы ориентируются независимо от тектонических явлений. Например, ориентировка роста может зависеть от направления действия силы тяжести или от расположения в пространстве стенок пустот (миндалин, каверн), в которых растут кристаллы. Ориентировка роста кристаллов может зависеть также от анизотропии среды, в которой растут зерна. Когда анизотропия породы вызвана предшествовавшими тектоническими деформациями (трещины, поверхности расщепления), новообразующиеся минералы, растущие ориентированно относительно направлений анизотропии, образуют настоящие тектониты;

3) ориентировка по форме зерен при осадкообразовании.

Из этого простого перечисления важнейших типов ориентированности породообразующих минералов видно, что прежде, чем воспользоваться выявленной ориентировкой минералов, надо выяснить, какое она имеет происхождение, связана ли она с тектоническими деформациями.

Ниже мы будем рассматривать только ориентировку, вызванную тектоническими явлениями, в том числе ориентировку роста новообразующихся минералов по поверхности тектонической деформации пород.

**Ориентировка зерен по форме и по строению.** При ламинарном скольжении, путем которого часто осуществляется деформация горных пород, наблюдаются дифференциальные (т. е. различные, в зависимости от формы и первоначального положения) повороты зерен породообразующих минералов. О том, что такое вращение минеральных зерен действительно имеет место, можно судить по включениям спиральной формы в разнообразных кристаллах, рост которых происходил одновременно с динамометаморфизмом породы (рис. IX-8).

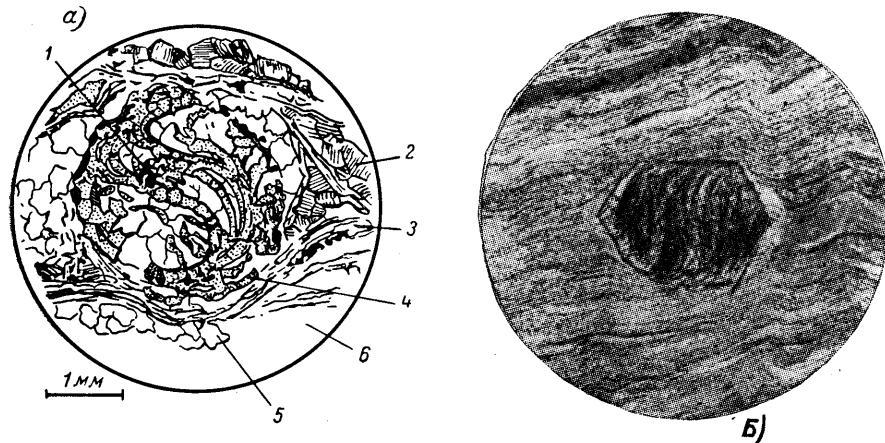


Рис. IX-8. Включения спиральной формы в тектонитах

*a)* хлорито-карбонатный сланец с порфиробластами клиноцоизита. Северный край покрова Тамбо в Альпах (по Ганссеру); 1 — клиноцоизит; 2 — кальцит; 3 — серицит; 4 — хлорит; 5 — кварц; 6 — рудный минерал; *б)* гранатово-хлоритово-мусковитовый сланец, х 15 (по А. и Дж. Стозам). Кристалл граната вращался одновременно с ростом

При ламинарном скольжении гетерометрические (неравномерные) зерна, поворачиваясь, располагаются своими длинными поперечниками в плоскостях скольжения, т. е. ориентируются по форме. В случае, если бы ламинарное скольжение не нарушалось боковым трением, столбчатые зерна минералов должны были располагаться перпендикулярно к направлению движения (к линии истечения), т. е. перпендикулярно к оси *a*. Однако такая ориентировка встречается относительно редко. Чаще, в связи со значительным боковым трением, столбчатые зерна располагаются параллельно линиям истечения (параллельно оси *a*).

Когда в процессе внешнего вращения плоскость наиболее легкой трансляции в зерне окажется параллельной плоскости скольжения, дальнейшее вращение зерна может прекратиться, если внутреннее трение при трансляции меньше трения, сопровождающего внешнее вращение зерна. Путем трансляции (или двойникования) происходит ориентировка зерен породообразующих минералов по строению. Осуществляется внутреннее вращение. При этом определенные поверхности кристаллических решеток (часто соответствующие определенным граням кристаллов), двойниковые плоскости и оптические оси кристаллических зерен приобретают закономерную ориентировку (рис. IX-9).

**Ориентировка роста новообразованных минералов в тектонитах.** Во многих существенно динамометаморфизованных породах, кроме пере-

ориентировки первоначальных минералов, составляющих породу до ее превращения в тектонит, происходит образование и рост новых минералов во время деформации и вслед за деформацией. Они образуются в результате физико-химических процессов перегруппировки вещества в связи с изменениями давления и температуры, сопровождающими динамометаморфический процесс. Новообразованные минералы обычно приурочены к плоскостям ламинарного скольжения и используют главные направления трансляции, ориентируясь закономерно по отношению к ним. Таким образом, ориентировка многих минералов послетектонического возраста

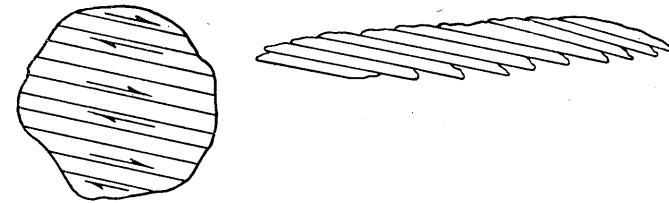


Рис. IX-9. Схема ориентировки зерна минерала по строению

также помогает разобраться в главных особенностях тектонической структуры.

**Признаки докристаллизационной, паракристаллизационной и послекристаллизационной деформаций.** Способ ориентировки минералов в тектоните (ориентировка по форме или по строению зерен первоначальных минералов или ориентировка новообразованных минералов путем унаследования уже существовавших структур) и время образования ориентировки минералов (ориентировка, возникшая до начала дефор-



Рис. IX-10. Изменение формы лейст слюд в микроскладках

Признаки докристаллизационной *a)*, паракристаллизационной *б)* и послекристаллизационной *в)* деформации

мации, ориентировка, формировавшаяся одновременно с деформацией и ориентировка, наследующая деформацию, которая закончилась раньше кристаллизации данных минералов) весьма важны для определения условий образования тектонита и для характеристики изучаемых деформаций. Необходимо уметь различать признаки докристаллизационной, паракристаллизационной и послекристаллизационной деформации.

Возрастные взаимоотношения между деформацией и кристаллизацией лучше всего изучать на минералах, легко изменяющих свою форму при деформации, например, на слюдах. Если в микроскладках лейсточки слюд не деформированы и образуют полигональные дуги во всех слоях складочек (рис. IX-10 *a*), кристаллизация происходила после деформации. Ориентировка лейст слюды определяется в данном случае только анизотропией ранее возникшей структуры. Плоскости скольжения контролировали движение растворов, из которых выделились новообразующиеся лейсточки, развивавшиеся по направлениям облегченного роста. В местах изгибов плоскостей скольжения не происходило

изгибания кристаллизующегося минерала. Направление роста кристалла, по которому последний должен был бы формироваться с изогнутой решеткой, неблагоприятно, и в этом направлении рост лейсты не происходил. Этим объясняется образование полигональной дуги новообразующихся кристаллических чешуек слюды.

Если на внутренних сторонах более прочных прослоек микроскладок лейсты слюды не деформированы, а на внешней стороне прослоек они изогнуты (рис. IX-10 б), можно предполагать паракристаллизационную деформацию. Это означает, что деформация и кристаллизация происходили одновременно. Во внутренних частях складок более прочных прослоек, в некоторой степени защищающих листочки слюды от действия тектонических напряжений, формировавшиеся кристаллы не были деформированы, тогда как на внешних частях такие же кристаллы испытали деформацию.

Вторым признаком паракристаллизационной деформации являются спиральные (s- и z-образные) включения в порфиробластах или такие же

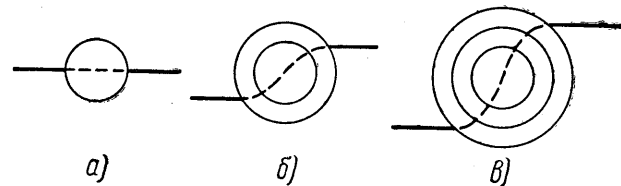


Рис. IX-11. Развитие S-образных включений в метакристаллах (по Х. Ферберну)

а), б), в) соответствуют последовательным стадиям, когда рост метакристаллов сочетался с их вращением

«хвосты», сопровождающие порфиробласты (рис. IX-11), образование которых связано с ростом и одновременным вращением кристаллов в процессе деформации.

Послекристаллизационная деформация выражается нарушениями характерных форм кристаллов породообразующих минералов. Лейсточки слюды в микроскладках изогнуты независимо от присутствия более прочных прослоек и точно повторяют формы изгибов плоскостей межслоевого скольжения (рис. IX-10 в). Иногда происходит раздробление кристаллов (катаклаз). На рис. IX-12 изображен пример структуры, образующейся в связи с послекристаллизационной деформацией.

**Ориентировка кварца.** Ориентировка кристаллической решетки зерен кварца в тектонитах определяется по положению оптической оси, которая у кварца, как известно, совпадает с вертикальной кристаллографической осью. К сожалению, ориентировка оптических осей кварцевых зерен по отношению к плоскостям ламинарного скольжения  $ab$  в системе координат  $a$ ,  $b$  и  $c$  и по отношению к направлению ламинарного скольжения, т. е. к оси  $a$ , весьма разнообразна. В связи с этим определение положения трех петроструктурных координатных осей по диаграммам ориентировки кварца очень затруднено.

Первый тип ориентировки. Довольно часто встречается максимум 1, соответствующий ориентировке оптических осей кварца вдоль оси  $a$  в плоскости  $ab$ , т. е. по направлению движения при деформации породы (рис. IX-4). Эта ориентировка, видимо, имеет место при ламинарном скольжении по плоскостям скальвания типичного кливажа течения в районах геосинклинальной складчатости и при образовании складчатости скальвания, например, в тектонических (динамометаморфизованных) сланцах.

Характерный пример относится к области развития типичной геосинклинальной складчатости герцинского возраста. На диаграмме

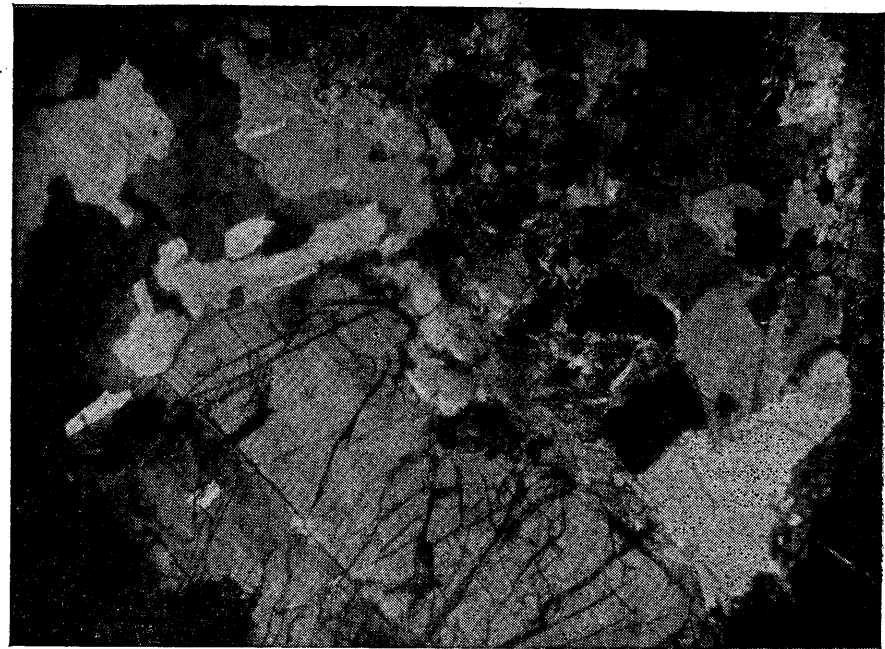


Рис. IX-12. Сильно катаклазированный гранит,  $\times 20$ , николи скрещены. Северный Кавказ, Згид

(рис. IX-13 а) показана ориентировка оптических осей кварцевых зерен песчанистого слоя сланцевой свиты нижнесилурийского возраста. В слан-

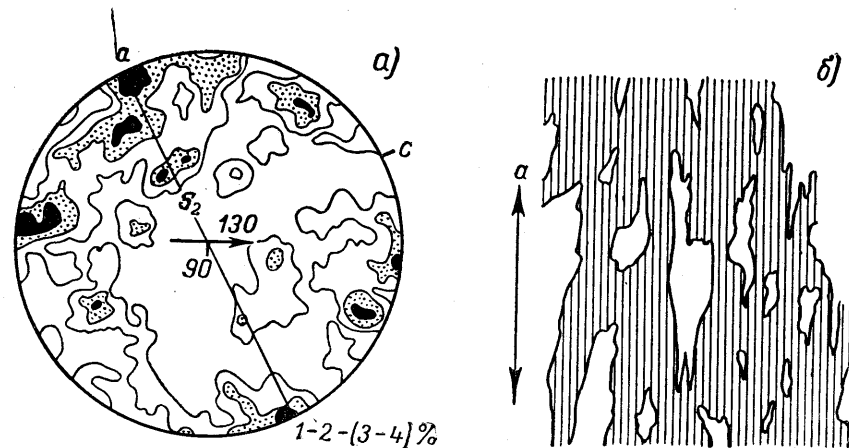


Рис. IX-13. Ориентировка кварца (по Дж. Броутону)  
а) диаграмма ориентировки оптических осей кварца в песчанистых сланцах, 200 зерен; б) рисунок микрофотографии шифа в аналогично деформированных песчанистых сланцах. Видно удлинение зерен кварца в плоскостях кливажа течения

цах развит интенсивный кливаж течения, параллельный осевым плоскостям складок. Кварцевые зерна вытянуты в направлении  $a$  (рис. IX-13 б).

Движение по направлению *a* доказывается растаскиванием в этом направлении в плоскостях кливажа зерен пирита в тонкие субпараллельные линзы.

Плотность максимума I оптических осей кварцевых зерен в данном случае составляет 4%. Образование максимума объясняется распадением кварца в процессе деформации на игловидные индивидуумы, параллельные его оптической оси, и ориентировкой игл параллельно оси *a* структуры. Другие максимумы на той же диаграмме не поддаются объяснению.

Один из надежных примеров ориентировки оптических осей кварца по *a* в связи с образованием складочек скалывания описан Б. Зандером

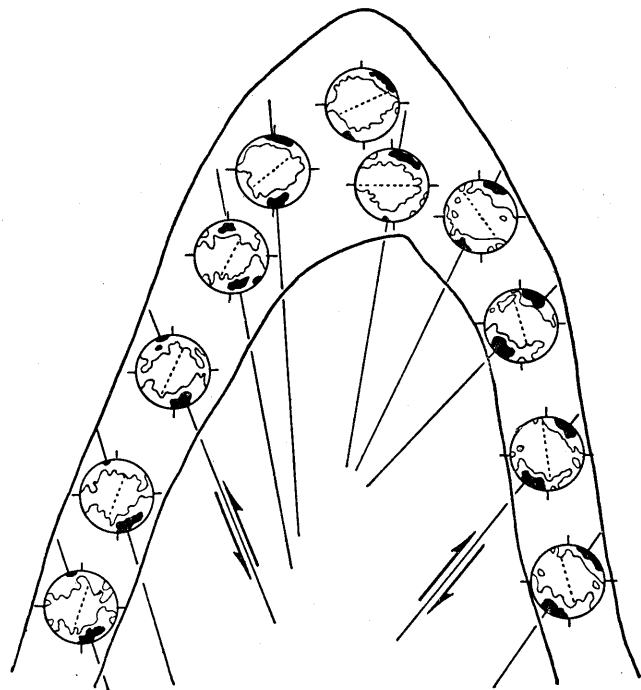


Рис. IX-14. Частные диаграммы ориентировки оптических осей кварца в разных частях складки кварцитов (по Б. Зандеру)

Закономерное изменение ориентировки может указывать на скалывание вдоль плоскостей, видимых на рисунке

(1950, т. II стр. 291) в кварцитах (рис. IX-14). Еще один пример также относится к кварцитах. В смятых в складки кварцитах (рис. IX-15 А) оптические оси кварца ориентированы в ядре складочки единообразно ( $c_1$ ) вдоль осевой плоскости складки. В одном из слоев, испытавшем кроме скалывания (и, вероятно, после некоторого первоначального скалывания, вызвавшего ориентировку оптических осей кварца) также изгиб, оптические оси кварца имеют разнообразную ориентировку, закономерно смещающуюся на такой же примерно угол, на который повернут слой. На диаграммах (IX-15 а, б, в, г) показана ориентировка оптических осей кварца на участках 1, 2, 3 и 4 (рис. IX-15 А). Если объединить эти диаграммы, получим диаграмму В-тектонита. Рассмотренный пример неплохо иллюстрирует необходимость раздельного, по участкам, изучения ориентировки породообразующих минералов в складчатых тектонических структурах.

Другая группа примеров ориентировки оптических осей кварца вдоль *a* относится к ламинарному скольжению, совсем не связанному с образованием складчатых форм. По Е. П. Сонюшкину, в некоторых

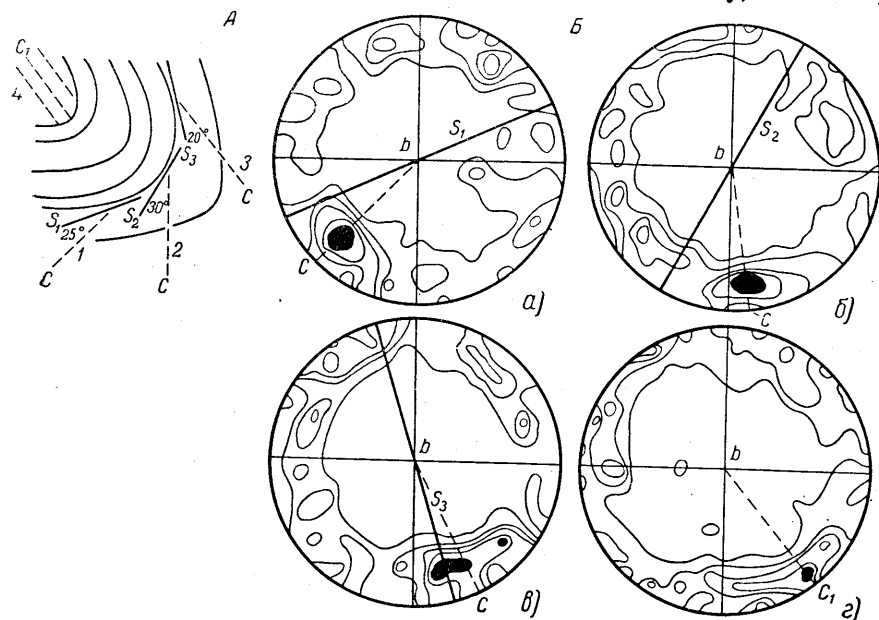


Рис. IX-15. Ориентировка кварца в складке изгиба (по Б. Зандеру)

А — схема складки в кварцитах. Положение оптических осей кварца (*c*); касательные к поверхности слоев (*S*). Схема ориентирована так же, как диаграммы В:  
Б — а) диаграмма ориентировки 300 осей кварца на участке  $S_1$ , контуры 5—4—3—2—1%; б) то же на участке  $S_2$ ; в) то же, на участке  $S_3$ ; г) то же в ядре складки

кварцевых жилах с хорошо заметными штрихами скольжения вследствие движений, происшедших после отложения кварца, наблюдались отчетливые максимумы плотностью более 8%, с ориентировкой оптических осей кварца, совпадающей с ориентировкой штрихов скольжения. Возможно, эти максимумы также относятся к типу максимума I.

Другой пример вероятной ориентировки кварца по оси *a* изображен на диаграмме IX-16. Большой монокристалл кварца, обладающий резким волнистым погасанием, рассечен двумя диагональными трещинами  $s'$  и  $s''$ . Оптические оси мельчайших зерен кварца, заполняющих трещину  $s''$ , показывают два максимума ориентировки типа максимумов I, соответствующие скольжению в плоскостях  $s'$  и  $s''$ .

Закономерная ориентировка оптических осей кварца, относительно штрихов на тектоническом зеркале скольжения описана Б. Зандером (1930). В данном случае штрихи на зеркале, направление которых на рис. IX-17 А и диаграммах (рис. IX-17 Б а, б) обозначено буквой R, по всей видимости расположены не параллельно направлению

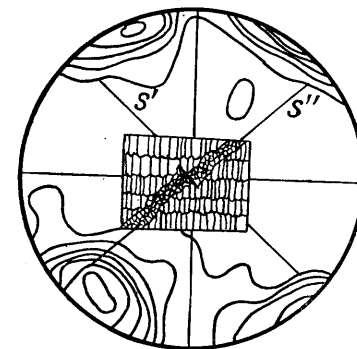


Рис. IX-16. Диаграмма ориентировки зерен кварца, заполняющих трещину скалывания (по Б. Зандеру)

$s'$  и  $s''$  — плоскости скалывания. 140 оптических осей; >8-6-5-4-3-2-1-0%



движения при деформации, т. е. не параллельно  $a$ , но параллельно  $b$ . Этот вывод вытекает из всей совокупности фактов, рассматриваемых ниже.

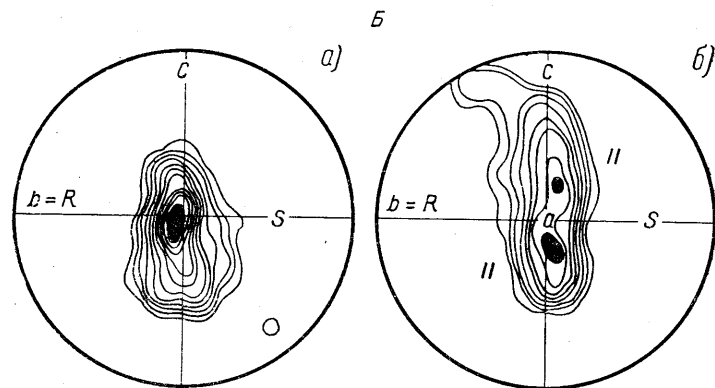
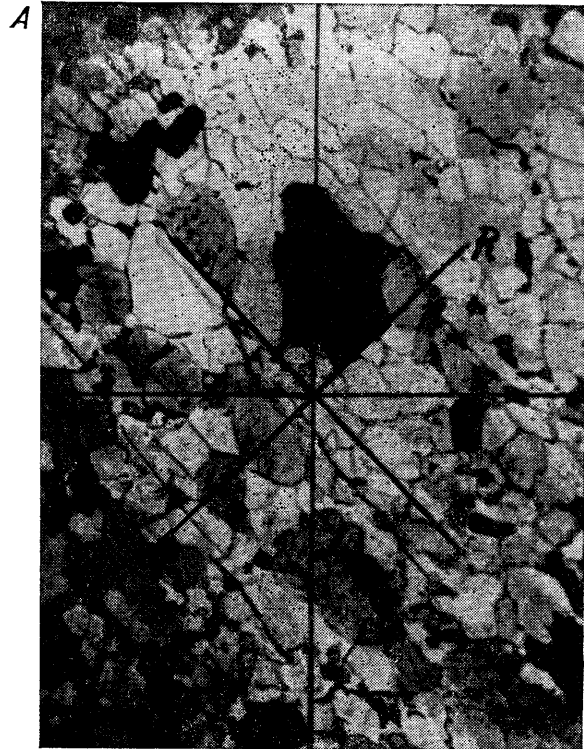


Рис. IX-17. Докристаллизационный милонит зеркала скольжения в гранитах  
 А — шлиф по  $(ab)$  структуры,  $\times$  около 35. Б — диаграмма ориентировки оптических осей кварца: докристаллизационный милонит зеркала скольжения в гранитах. Шлиф параллелен  $R$  и перпендикулярен плоскости скольжения. 138 зерен (20—18)—16—14—12—8—6—4—2—1—0,5%; б) то же, с такой же ориентировкой шлифа. 70 зерен (12—10)—8—6—4—3—2—1%. Длинный диаметр удлиненных кварцевых зерен расположен в плоскости  $S$  параллельно  $a$

В шлифе по  $ab$ , совпадающем, следовательно, с плоскостью скальвания (рис. IX-17 А), можно видеть, что строго перпендикулярно к  $R$  расположены: 1) отчетливое удлинение кварцевых зерен и 2) следы на плоскости  $ab-s$  очень частых прямолинейных трещинок  $ac$ . Параллельно  $R$  видны более редкие зигзагообразные трещинки.

Удлинение кварцевых зерен, ориентированное перпендикулярно к  $R$ , и прямолинейность трещинок того же направления указывают на то, что движения при деформации происходили в направлении, перпендикулярном к  $R$ , т. е. к штрихам скольжения. В связи с этим выясняется, что на зеркалах скольжения с бороздами ( $R$ ) линия скольжения может быть расположена перпендикулярно к  $R$  — поперечные борозды  $R_1$ , и параллельно  $R$  — продольные борозды  $R_2$ . Предполагается, что штрихи скольжения на плоскостях скальвания при медленном движении проявляются как поперечные борозды  $R_1 = b$ , при быстром движении как продольные борозды  $R_2 = a$ .

Второй тип ориентировки. Иногда наблюдается разделение максимума I на два максимума: II и II, расположенных симметрично или не вполне симметрично по отношению к плоскости  $ab$  (рис. IX-17 Б, б).

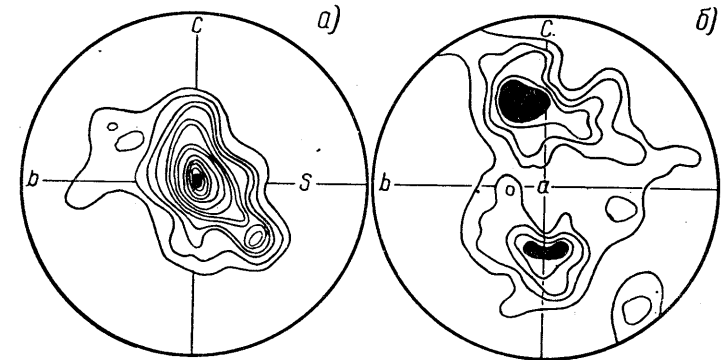


Рис. IX-18. Ориентировка оптических осей кварца в гранулите

а) шлиф перпендикулярен к  $a$ . 158 зерен; > 20—18—16—14—12—10—8—6—4—3—2—1%; б) шлиф перпендикулярен к  $a$ . 197 зерен; > 5—4—3—2—1%

Такие же диаграммы ориентировки оптических осей (рис. IX-18 а, б) дают удлиненные зерна кварца в гранулитовых породах. Плоскость  $ab = s$  в этих породах проявляется в расположении удлиненных зерен кварца и пластинок слюды, ориентированных в плоскости  $s$ .

Ко второму типу, повидимому, относится ориентировка оптических осей кварца в докембрийских гнейсах, образующих интенсивно смятое основание платформ. В них А. В. Пэкком (1935, стр. 9—11) наблюдалась отчетливая ориентировка оптических осей кварца в плоскости падения слоистой структуры гнейса, но максимумы не совпадают с линией падения, отклоняясь от нее (рис. IX-19). Плотность максимума в одном случае более 4%, в другом случае более 2%. Ориентировка координатных осей на диаграммах может быть установлена, если принять, что ось  $a$  совпадает с линией падения в слоистой структуре гнейсов.

Третий тип ориентировки. Особая система максимумов была установлена в гранулитовых гнейсах, характеризующихся сильно удлиненными зернами кварца. В рассматриваемом примере удлиненные зерна кварца имеют две системы очень отчетливых трещинок  $okl$ . Результаты непосредственных измерений трещинок  $okl$  изображены на рис. IX-20 а. Плоскость  $s$  фиксируется удлинением кварцевых зерен и лейстами слюды. Последние, однако, обнаруживают колебания в ориентировке по отношению к плоскости  $s$  до  $15^\circ$  в обе стороны. Некоторые удлиненные зерна кварца захвачены кристаллами граната. Трещинки  $okl$  пересекают эти зерна кварца и внутренние части зерен граната, но в периферической части последних следов трещинок нет. Следовательно,

образование трещин *okl* представляет паракристаллизационную деформацию. Предполагается, что сильно удлиненные зерна кварца возникли в результате скольжения параллельно трещинкам *okl*. В связи с тем, что на диаграммах IX-18 б, 20 б, в максимумы, расположенные выше и

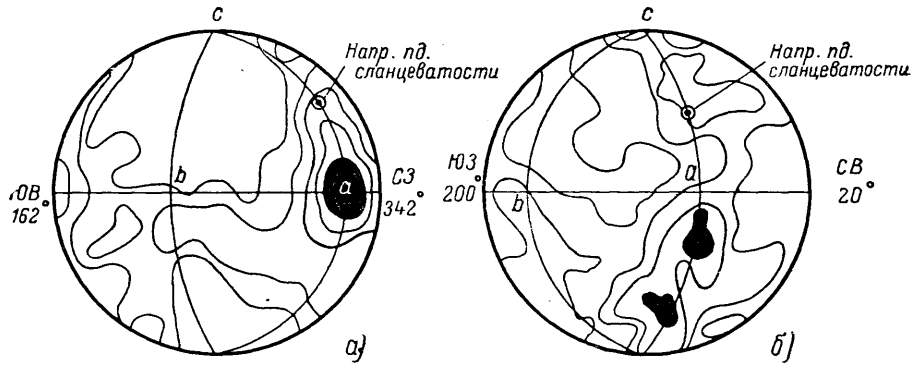


Рис. IX-19. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в гнейсах. Два шлифа а) и б) из разных мест

ниже *ab*, образуют друг с другом угол от 70 до 75°, не исключена возможность, что в этих случаях в плоскости *ab* оказывается ориентированной двойниковая плоскость кварца, пересекающая оптическую ось под углом около 37°. Этот пояс максимумов можно обозначить как максимум III.

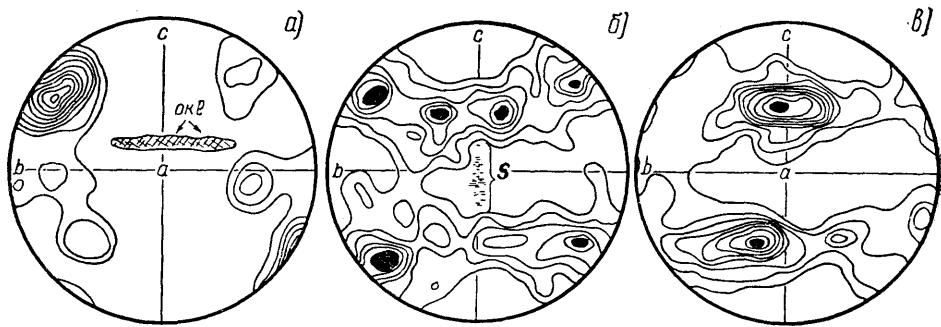


Рис. IX-20. Строение удлиненных зерен кварца в гранулитах

- а) ориентировка трещин в удлиненных зернах кварца в гранулитах. 75 нормалей к плоскостям *okl*; > 18-16-14-12-10-8-6-4-2-1%;  
 б) ориентировка оптических осей кварца в тех же гранулитах. Вместо одной плоскости (*ab*)-*s* проявляется серия плоскостей *hoi*, которые нанесены в центре диаграммы, по данным непосредственных измерений. Плоскости *hoi* выражены удлиненными зернами кварца, в которых наблюдаются трещинки по *okl* и (*ac*). 284 зерна; > 5-4-3-2-1-0,5%;  
 в) ориентировка оптических осей кварца в гранулитах. 380 зерен; > 10-8-6-5-4-3-2-1-0,5%. В плоскости (*ab*) расположены удлиненные зерна кварца

Ориентировка третьего типа наблюдалась нами в кварцевых зернах древних гранитов на Центральном Кавказе, на тех участках, где поверхность этих гранитов подверглась интенсивной деформации в связи с альпийской складчатостью. В ряде мест вдоль деформированных поверхностей контактов древних гранитов и базальных слоев юры, оптические оси кварца в гранитах давали пояс максимумов, близко параллельный плоскости *ab*, т. е. параллельный плоскости контакта, вдоль

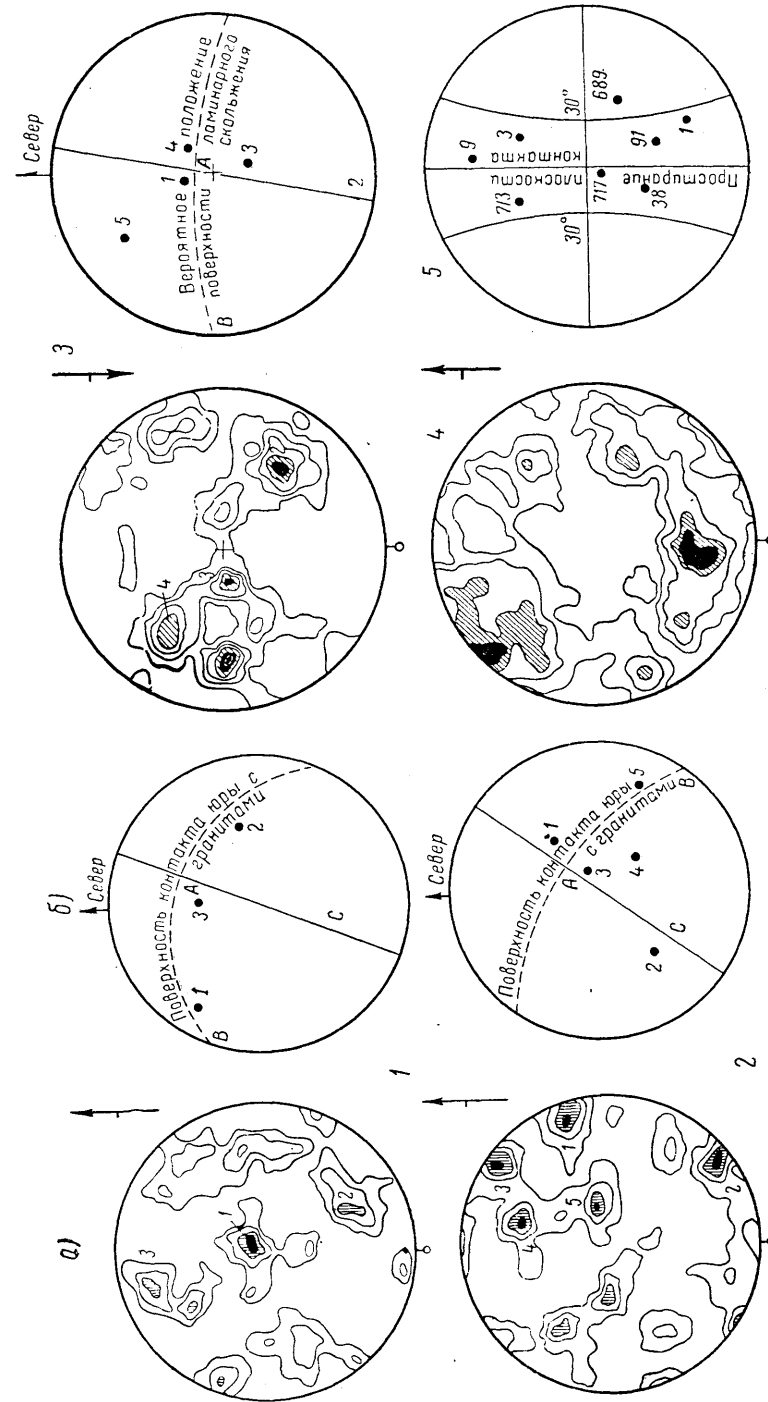


Рис. IX-21. Ориентировка кварца в гранитах Северного Кавказа

Каждый образец охарактеризован: с) диаграммой ориентировки оптических осей кварца и б) диаграммой ориентировки относительно стран света поверхности контакта гранитного массива (или поверхности ламинарного скольжения), совмещенной с главными максимумами диаграммы (а). Про-  
 1 - фиагдонские граниты, шлиф № 55, 280 оптических осей, 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-15-16-17-18-19-20-21-22-23-24-25-26-27-28-29-30-31-32-33-34-35-36-37-38-39-40-41-42-43-44-45-46-47-48-49-50-51-52-53-54-55-56-57-58-59-60-61-62-63-64-65-66-67-68-69-70-71-72-73-74-75-76-77-78-79-80-81-82-83-84-85-86-87-88-89-90-91-92-93-94-95-96-97-98-99-100-101-102-103-104-105-106-107-108-109-110-111-112-113-114-115-116-117-118-119-120-121-122-123-124-125-126-127-128-129-130-131-132-133-134-135-136-137-138-139-140-141-142-143-144-145-146-147-148-149-150-151-152-153-154-155-156-157-158-159-160-161-162-163-164-165-166-167-168-169-170-171-172-173-174-175-176-177-178-179-180-181-182-183-184-185-186-187-188-189-190-191-192-193-194-195-196-197-198-199-200-201-202-203-204-205-206-207-208-209-210-211-212-213-214-215-216-217-218-219-220-221-222-223-224-225-226-227-228-229-230-231-232-233-234-235-236-237-238-239-240-241-242-243-244-245-246-247-248-249-250-251-252-253-254-255-256-257-258-259-260-261-262-263-264-265-266-267-268-269-270-271-272-273-274-275-276-277-278-279-280-281-282-283-284-285-286-287-288-289-290-291-292-293-294-295-296-297-298-299-300-301-302-303-304-305-306-307-308-309-310-311-312-313-314-315-316-317-318-319-320-321-322-323-324-325-326-327-328-329-330-331-332-333-334-335-336-337-338-339-340-341-342-343-344-345-346-347-348-349-350-351-352-353-354-355-356-357-358-359-360-361-362-363-364-365-366-367-368-369-370-371-372-373-374-375-376-377-378-379-380-381-382-383-384-385-386-387-388-389-390-391-392-393-394-395-396-397-398-399-400-401-402-403-404-405-406-407-408-409-410-411-412-413-414-415-416-417-418-419-420-421-422-423-424-425-426-427-428-429-430-431-432-433-434-435-436-437-438-439-440-441-442-443-444-445-446-447-448-449-450-451-452-453-454-455-456-457-458-459-460-461-462-463-464-465-466-467-468-469-470-471-472-473-474-475-476-477-478-479-480-481-482-483-484-485-486-487-488-489-490-491-492-493-494-495-496-497-498-499-500-501-502-503-504-505-506-507-508-509-510-511-512-513-514-515-516-517-518-519-520-521-522-523-524-525-526-527-528-529-530-531-532-533-534-535-536-537-538-539-540-541-542-543-544-545-546-547-548-549-550-551-552-553-554-555-556-557-558-559-560-561-562-563-564-565-566-567-568-569-570-571-572-573-574-575-576-577-578-579-580-581-582-583-584-585-586-587-588-589-590-591-592-593-594-595-596-597-598-599-600-601-602-603-604-605-606-607-608-609-610-611-612-613-614-615-616-617-618-619-620-621-622-623-624-625-626-627-628-629-630-631-632-633-634-635-636-637-638-639-640-641-642-643-644-645-646-647-648-649-650-651-652-653-654-655-656-657-658-659-660-661-662-663-664-665-666-667-668-669-670-671-672-673-674-675-676-677-678-679-680-681-682-683-684-685-686-687-688-689-690-691-692-693-694-695-696-697-698-699-700-701-702-703-704-705-706-707-708-709-710-711-712-713-714-715-716-717-718-719-720-721-722-723-724-725-726-727-728-729-730-731-732-733-734-735-736-737-738-739-740-741-742-743-744-745-746-747-748-749-750-751-752-753-754-755-756-757-758-759-760-761-762-763-764-765-766-767-768-769-770-771-772-773-774-775-776-777-778-779-780-781-782-783-784-785-786-787-788-789-790-791-792-793-794-795-796-797-798-799-800-801-802-803-804-805-806-807-808-809-810-811-812-813-814-815-816-817-818-819-820-821-822-823-824-825-826-827-828-829-830-831-832-833-834-835-836-837-838-839-840-841-842-843-844-845-846-847-848-849-850-851-852-853-854-855-856-857-858-859-860-861-862-863-864-865-866-867-868-869-870-871-872-873-874-875-876-877-878-879-880-881-882-883-884-885-886-887-888-889-890-891-892-893-894-895-896-897-898-899-900-901-902-903-904-905-906-907-908-909-910-911-912-913-914-915-916-917-918-919-920-921-922-923-924-925-926-927-928-929-930-931-932-933-934-935-936-937-938-939-940-941-942-943-944-945-946-947-948-949-950-951-952-953-954-955-956-957-958-959-960-961-962-963-964-965-966-967-968-969-970-971-972-973-974-975-976-977-978-979-980-981-982-983-984-985-986-987-988-989-990-991-992-993-994-995-996-997-998-999-1000

которого происходило большее или меньшее пластическое течение гранита в твердом состоянии при деформации (рис. IX-21).

Возможно, что третий тип ориентировки свойствен деформации кварца в условиях менее совершенного пластического течения, с преобладанием скалывания по системам трещин *okl*. Скалывание сопровождается удлинением зерен кварца в направлении биссектрисы угла, образуемого плоскостями *okl*.

Четвертый тип ориентировки. В *B*-тектонитах, с поясным расположением нормалей к лейстам слюды, оптических осей зерен кальцита или полюсов к (0112) двойников кальцита, оптические оси кварца также образуют пояс максимумов, близкий к плоскости *ac* (рис. IX-22). *B*-тектонит представляют, например, известковистые каран-

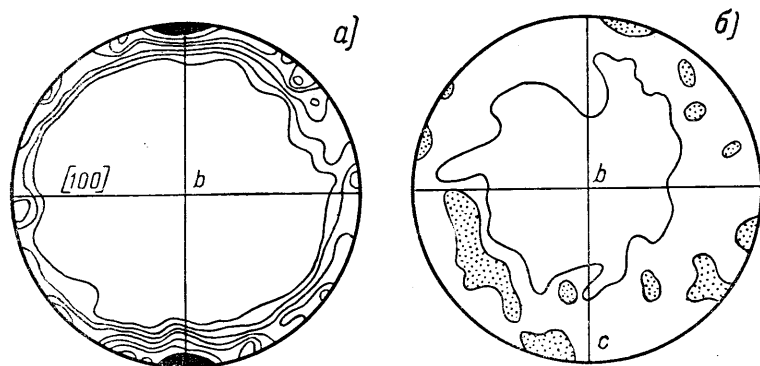


Рис. IX-22. Строение кварцсодержащих филлитов

а) ориентировка мусковита в кварцсодержащем филлите. 260 полюсов спайности мусковита; 11—6—5—4—3—2—1%; б) ориентировка оптических осей кварца в той же породе. 664 зерна. Максимальная изолиния 3%

дашные филлиты, с сильно выраженной линейностью *b* ( $=B$ ), параллельной карандашным индивидуумам (рис. IX-23). Как показывают диаграммы, оптические оси кварца располагаются в форме пояса, не совпадающего с *ac*, но близкого к этой плоскости (рис. IX-23 а). Нормали к лейстам мусковита и полюса к (0112) двойников кальцита образуют пояса, вполне совпадающие с плоскостью *ac* (рис. IX-23 б и г). Оптические оси кальцита, так же как и кварц, образуют пояса близко расположенные, но не совпадающие с плоскостью *ac* (рис. IX-23 в).

Сводная диаграмма такой ориентировки кварца с максимумами, образующими углы 20—40°, с плоскостью *ac* изображена на рис. IX-24. На этой диаграмме суммированы результаты измерений ориентировки оптических осей кварца в кварцитах.

Х. В. Ферберн выделяет на основании этой и подобных диаграмм две дуги максимумов — IV и VI, с чем вряд ли можно согласиться, так как одна и другая дуги не индивидуализируются и, видимо, обе должны принадлежать к одной генетической группе, которую мы именуем максимумом IV.

Для объяснения образования поясов максимумов, близких к *ac*, Ферберн (1949, стр. 125—127) выдвигает гипотезу ориентировки кварца путем скольжения вдоль ребер (*m* : *r*), с которыми в закономерных отношениях находятся деформационные пластинки монокристаллов кварца.

Пластинчатое сложение монокристаллов кварца обусловлено деформацией, потому что оно наблюдалось только в явно выраженных тектонитах, без признаков перекристаллизации (рис. IX-25). Эти пластинки

неправильно называют бёмовскими, поскольку последние, по Ферберну (1949), наблюдаются в перекристаллизованных породах и только в некоторых случаях являются реликтами деформационных пластинок.

В общем случае деформационные пластинки кварца не обязательно перпендикулярны к оптическим осям кварца, как видно из диаграммы (рис. IX-26), однако угол между полюсами деформационных пластинок и оптическими осями кварца небольшой.

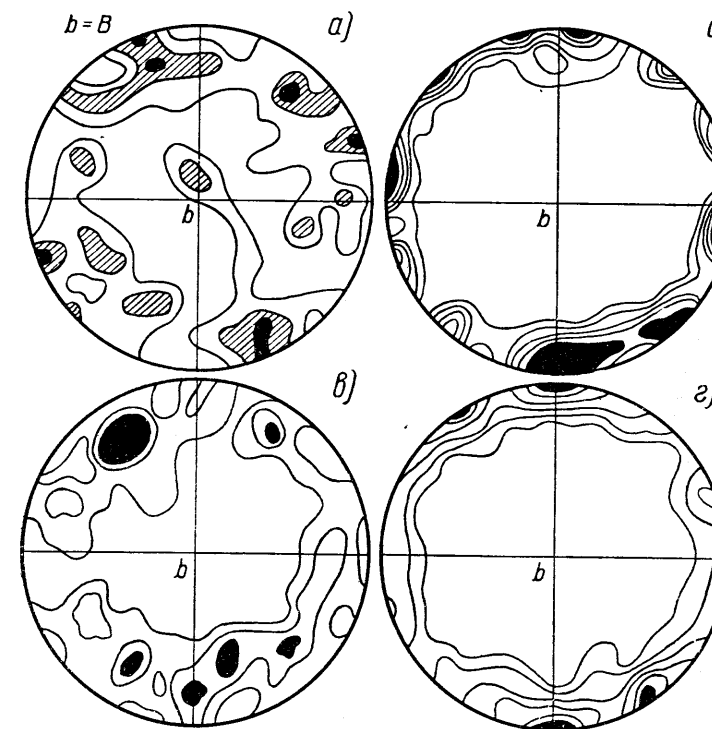


Рис. IX-23. Строение известковистых филлитов

а) ориентировка оптических осей кварца в известковистом филлите. 222 зерна; 3—2—1%. Плоскость *ac* на всех диаграммах совпадает с плоскостью чертежа. Ось *b* перпендикулярна к чертежу; б) ориентировка мусковита в той же породе. 222 полюса спайности; 9—4—3—2—1%; в) ориентировка кальцита в той же породе. 263 оптических оси; 6—2—1%; г) ориентировка кальцита в той же породе. 117 полюсов к (012) двойников кальцита; 7—5—4—3—2—1%

В некоторых случаях деформационные пластинки в кварце располагаются по отношению к сланцеватости под углами в 45° и примерно перпендикулярные к ним оптические оси кварца — под углами 37—40° (рис. IX-27 а, б).

В другом случае, в слюдяных сланцах (рис. IX-28 а, б) только часть деформационных пластинок оказалась ориентированной под углом в 45° к сланцеватости, большая же часть располагается перпендикулярно к сланцеватости. Оптические оси кварца образуют острые углы (20—25°) с нормальными к деформационным пластинкам, и соответственно их максимумы немного не совпадают с максимумами нормалей деформационных пластинок. Эти максимумы можно отнести к типу IV.

Повидимому, наиболее часто образование максимума IV наблюдается в связи с расланцеванием пород. Подтверждение этой мысли

Для получения удовлетворительных диаграмм замеряется во всяком случае более 100 зерен, часто 250 зерен, а в некоторых случаях приходится замерять до 400—600 зерен. В ряде пород необходимо раздельно замерять зерна большие и мелкие, зерна новообразованного

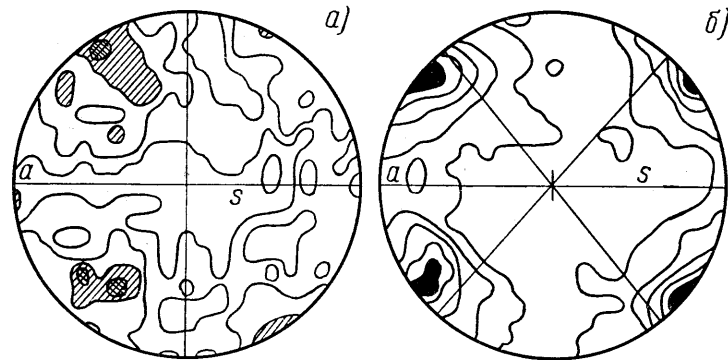


Рис. IX-27. Строеие кварцитов Аджибек

а) сводная диаграмма ориентировки оптических осей кварца (только зерен с видимыми деформационными пластинками) в кварцитах Аджибек; *S* — сланцеватость; *a* — линейность. 364 зерна, 4—3—2—1—0,5%; б) сводная диаграмма полюсов деформационных пластинок в зернах кварца в том же шлифе. 337 зерен; 8—6—4—2—1%

кварца и т. д. Рассмотренные типичные максимумы ориентировки оптических осей кварца могут быть представлены на сводной диаграмме (рис. IX-31).

Подходя к общей оценке относительной практической ценности различных типов ориентировки кварца, необходимо сказать следующее.

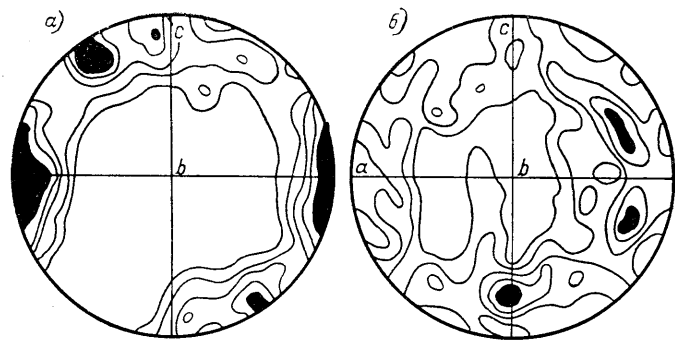


Рис. IX-28. Строеие слюдяного сланца

а) ориентировка полюсов деформационных пластинок в кварце из слюдяного сланца. 348 зерен, 4—3—2—1—0,5%; б) ориентировка оптических осей кварца из слюдяного сланца. 313 осей; 4—3—2—1—0,5%

Ранее было распространено мнение, что большая часть оптических осей кварца ориентирована непосредственно в направлении оси *a*, соответствующем максимуму I. Это мнение ошибочное. Не менее часто встречаются максимумы II и особенно часто максимумы, расположенные на дугах больших кругов в расстоянии 15—35° от плоскости *ac*, что соответствует максимумам IV и несамостоятельным максимумам VI. При этом местные сгущения на дугах больших кругов часто близки к оси *s*, что привело к переоценке значения максимума V, в случае которого

оптические оси кварца расположены почти перпендикулярно к направлению движения.

Х. В. Ферберн в своей книге (1949), по нашему мнению, допустил другую крайность. Правильно указав на сравнительно подчиненную роль максимума I, он без достаточных оснований ввел множество новых типов ориентировок кварца, которые нельзя считать надежными установленными. Эти ориентировки могут быть результатом ошибок в расшифровке геологических условий деформации кварцосодержащих пород.

С другой стороны, Ферберн недооценил очень важного, действительно часто встречающегося типа ориентировки оптических осей кварца — в поясах, близких к *ac*.

На основании обобщения многочисленных новых материалов рекомендуется обращать внимание не на отдельные максимумы оптических осей кварца, которые весьма трудно поддаются истолкованию, а на важнейшее значение поясов максимумов, близко параллельных *ac*, которые при известном положении плоскости ламинарного скольжения *s* позволяют достаточно надежно определить ориентировку оси *a* по пересечению пояса *ac* с плоскостью ламинарного скольжения. Именно в этом заключается главная ценность изучения ориентировки кварца в тектонитах.

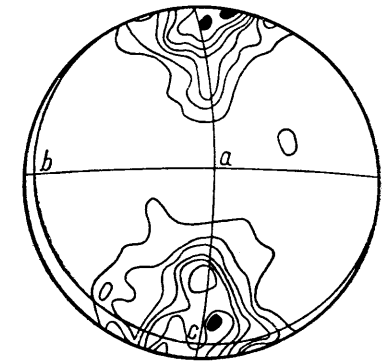


Рис. IX-29. Ориентировка оптических осей кварца в гранито-гнейсах (по Е. А. Кузнецову)

**Ориентировка кальцита.** Природные кристаллы кальцита имеют разнообразные формы. Чаще всего ограничения их служат грани гексагональной призмы (1010), ромбоэдров (0112) (0221) (4041), скаленоэдра (2131) и пинакоида (0001). Особенно важен ромбоэдр (0112) с полярными углами 134°57', он же именуется тупым ромбоэдром и отрицательным ромбоэдром.

Обычно двойниковой плоскостью в кальците является грань тупого ромбоэдра (0112), по которой нередко образуются полисинтетические двойники, но могут встречаться также довольно часто двойниковые плоскости по пинакоиду (0001), реже такой плоскостью является грань спайного ромбоэдра (1011). Грани тупого ромбоэдра (0112) принято обозначать буквой *e*.

Кальцит имеет совершенную спайность по грани спайного ромбоэдра (1011), старое название которого — основной ромбоэдр. Формы природных кристаллов кальцита редко соответствуют этому ромбоэдру, с углами в 105°5'. Однако эту форму легко получить при разбивании всякого кристалла кальцита.

Трансляция в кальците обычно происходит по плоскостям ромбоэдра (0112), т. е. по плоскостям *e*, двойникование деформационного происхождения также наблюдается в плоскости *e* (рис. IX-32 а, б). Линия скольжения в плоскости *e* совпадает с короткой диагональю грани тупого ромбоэдра (рис. IX-32 б). Устанавливается, что обычно острый угол между оптической осью и короткой диагональю грани тупого ромбоэдра своей вершиной указывает направление движения по *a*. Таким образом, при трансляции скольжение по короткой диагонали возможно только в одном направлении, в сторону к оптической оси (Пэк, 1939, стр. 115).

Повидимому при образовании трансляционных двойников в природных условиях обычно движение происходит только по одной из трех

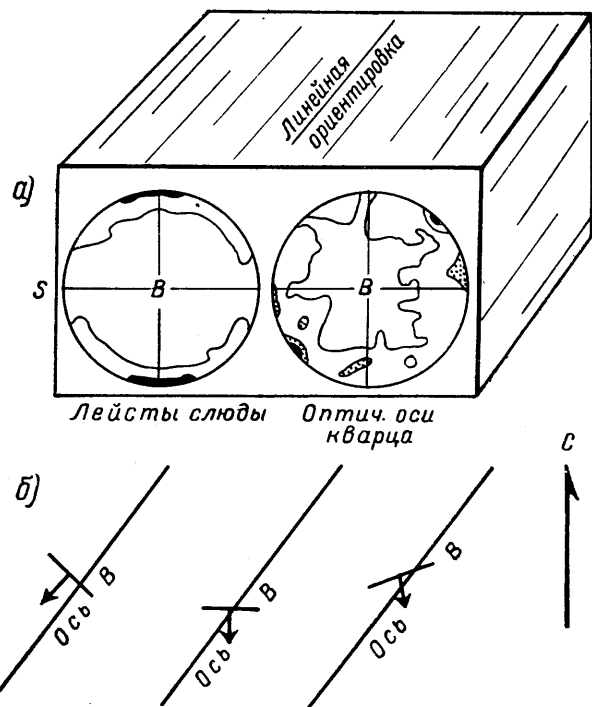


Рис. IX-30. Ориентировка слюд и кварца в гнейсах (по А. В. Пэку)

а) относительно линейного элемента; б) независимость ориентировки слюд и кварца, а также ориентировки линейного элемента относительно видимой сланцеватости в гнейсах

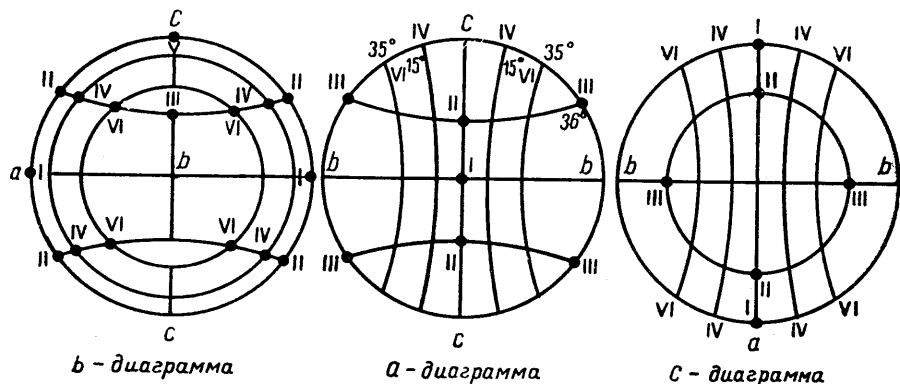


Рис. IX-31. Обзорная диаграмма средних положений наиболее характерных максимумов и поясов максимумов кварца

Диаграмма дана в трех ориентировках с различным положением координатных осей относительно плоскости чертежа

возможных систем плоскостей трансляции  $e$  и, следовательно, только один полюс двойниковой плоскости каждого зерна участвует в образовании максимума на диаграмме.

Это понятно, потому что обычно только одна из систем плоскостей трансляции  $e$  располагается наиболее благоприятно по отношению к действующему тектоническому напряжению. Однако есть указания, что иногда, ввиду того что в каждом кристалле кальцита имеются три системы плоскостей  $e$ , которые сами по себе механически однозначны, при трансляции может произойти скольжение не по одной, а по двум или трем разным системам, в результате чего в зернах кальцита образуются прямые каналы.

Диаграммы ориентировки для кальцитовых пород составляются путем измерения положения всех видимых в шлифе двойниковых плоскостей и путем измерения положения оптических осей зерен кальцита. Таким образом, для каждого образца могут быть получены диаграммы двух типов. Замеры плоскостей спайности неудобны, так как они не дают необходимой ясности в диаграммах ориентировки, поскольку для каждого зерна имеются три системы различно ориентированных плоскостей спайности.

В  $S$ -тектонитах плоскости двойникования  $e$  занимают положение, параллельное  $ab$  (рис. IX-33 а). На рис. IX-33 б показана ориентировка оптических осей тех же двойников, причем наблюдается характерная закономерность в относительном положении тех и других элементов.

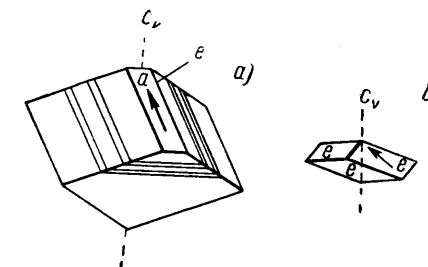


Рис. IX-32. Кристаллографические элементы кальцита

а) спайный ромбоэдр кальцита. Показана ориентировка одной из трех систем двойников по (0112). Направление, по которому происходит сдвиг при образовании двойников, показано стрелкой. Вертикальная кристаллографическая ось  $C_v$ , она же оптическая ось; б) кристалл кальцита;  $e$  — тупой или отрицательный ромбоэдр;  $C_v$  — кристаллографическая, она же оптическая ось; стрелка показана короткая диагональ ромбоэдра

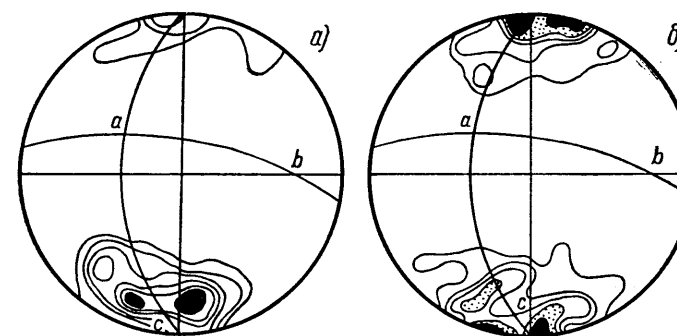


Рис. IX-33. Двойники кальцита

а) ориентировка двойниковых плоскостей 206  $e$  кальцита, мрамор; б) ориентировка двойников 186 зерен кальцита

Минимумы оптических осей, окруженные максимумами, отвечают максимумам полюсов плоскостей  $e$ . Угол между максимумами осей и полюсов  $e$  равен всегда  $26^\circ$ , что соответствует половине угла поворота оптической оси кристалла при двойниковании (Пэк, 1939, стр. 100—101). Совершенно аналогичную ориентировку кальцита наблюдаем в лежачей складке карбонатной породы (рис. IX-34). Первоначальная слоистость  $s_1$  (сплошные линии на блокдиаграмме) была изогнута в лежачую складку дифференциальным скольжением по  $s_2$  (т. е. по  $ab$ , представленной пунктирными линиями). На диаграммах видно, что плоскости

двойникования  $e$  занимают положение, параллельное  $ab$ , а оптические оси окружают максимум полюсов  $e$ . С другой стороны, оптические оси проявляют склонность к образованию поясной диаграммы с поясом, параллельным  $ac$ .

Из закономерного совмещения максимумов  $e$  и оптических осей вытекает вывод, что плоскости  $(01\bar{1}2)$  и оптические оси деформацион-

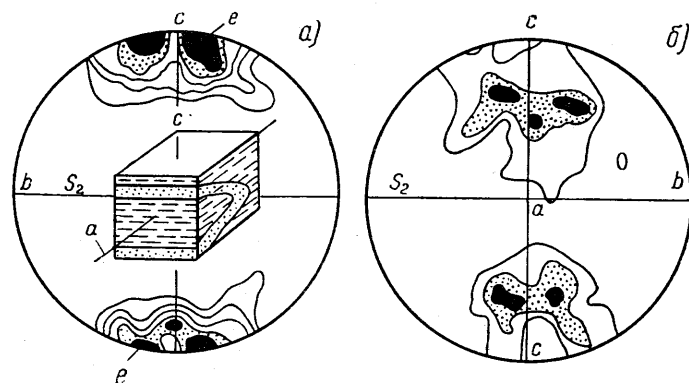


Рис. IX-34. Структура складки карбонатных пород

а) ориентировка 330 полюсов к двойникам кальцита в складке известкового филлита; б) ориентировка оптических осей кальцита в том же шлифе. 416 осей

ных двойников имеют определенное положение не только в смысле плоскостей ориентировки, но также в отношении к линейности. Если бы плоскости  $(01\bar{1}2)$  не были точно расположены параллельно некоторому направлению, лежащему в плоскости  $ab$ , то кристаллические оси, сопряженные с ними, образовывали бы полный конус (круг на диаграмме) около максимума полюсов двойниковых плоскостей, чего не наблюдается в действительности.

В кольце максимумов оптических осей кальцита в  $S$ -тектонитах выделяется один максимум, обычно расщепленный на две части, расположенные симметрично относительно  $ac$ . Тем самым определяется положение  $ac$  и, следовательно, устанавливается и линия скольжения  $a$ .

В  $B$ -тектонитах кальцитовых пород ориентировка  $e$  определяется зоной оси  $B$  (рис. IX-35) или плоскостями скалывания, пересекающимися в оси  $B$ .

Рис. IX-35.  $B$ -тектонит. Ориентировка 538  $e$  кальцита

В ориентированных структурах с резко выраженным  $s = ab$  возможно скалывание не только в этой плоскости, но и в других  $hol$ , что приведет к диаграмме типа  $B$ -тектонита.

В  $B$ -тектонитах в плоскости, строго перпендикулярной к оси  $B$ , встречаем обычно не максимумы, а минимумы осей, а максимумы располагаются по обе стороны от этого пояса минимумов.

По Ф. И. Вольфсону, характерные  $B$ -тектониты образует кальцит в зонах взбросо-надвигов. Ось  $B$  ориентируется в плоскости надвига параллельно простиранию нарушения (рис. IX-36).

Значительный интерес представляют опыты с получением ориентировки кальцита в породах, подвергнутых линейному сжатию в лабора-

торных условиях (рис. IX 37 а, б, в). Кальцит в мраморе при значительном сжатии оказался ориентированным так, что оптические оси заняли положение, параллельное направлению сжатия, а нормали к полюсам двойниковых пластинок расположились в непосредственной близости (Григгс, 1940). Эти опыты дают основание считать, что складки скалывания, подобные изображенной на рис. IX-34, образуются в результате

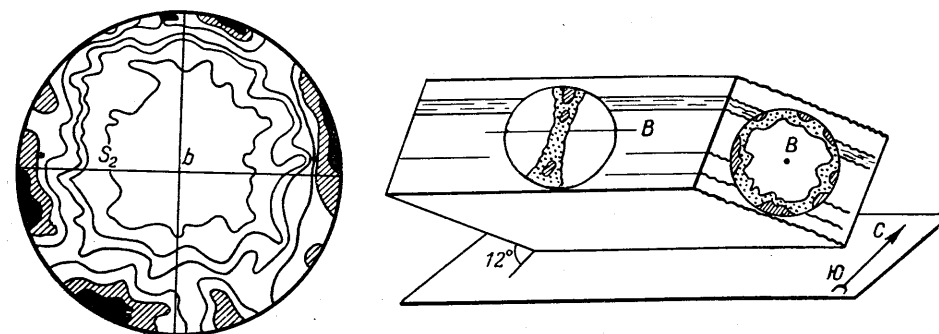


Рис. IX-36.  $B$ -тектонит зерен кальцита в мраморах в зоне надвига

бокового сжатия (по оси  $c$ ), сопровождающегося течением материала по направлению  $a$  в плоскостях  $ab$ , ориентированных перпендикулярно относительно линейного сжатия.

**Ориентировка доломита.** В тектонитах, представленных доломитами, изучаются двойники, вызванные деформацией обычного типа; плоскость срастания  $(02\bar{2}1)$  не совпадает с двойниковыми плоскостями у кальцита (рис. IX-38). Оптические оси деформированных зерен в доломитах

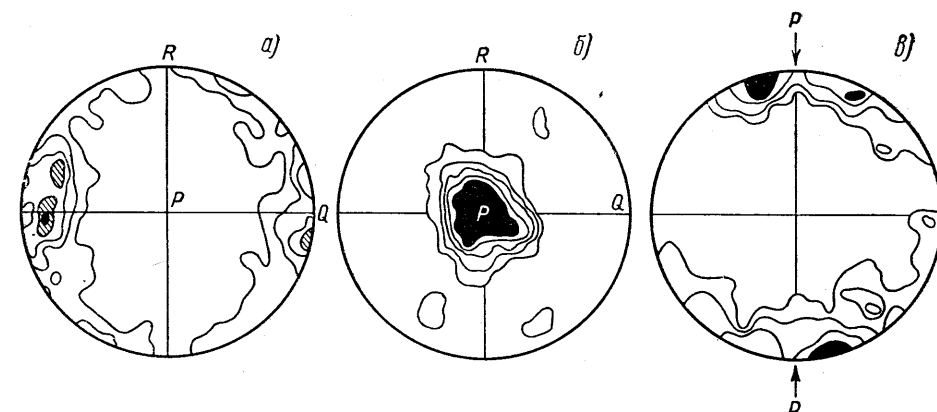


Рис. IX-37. Эксперименты с переориентировкой кальцита: а) ориентировка осей зерен кальцита до опыта, б) то же после опыта и в) ориентировка полюсов к двойникам кальцита после опыта

$P$  — направление действия силы;  $R$  и  $Q$  — две другие оси прямоугольных координат в плоскости, перпендикулярной к действующей силе

обычно располагаются перпендикулярно к плоскости  $s$  (рис. IX-39 а, в). Отношение к этой же плоскости полюсов двойниковых плоскостей значительно сложнее, как видно на рис. IX-39 б, г.

В некоторых доломитовых породах двойники отсутствуют, и изучается ориентировка оптических осей. В ряде случаев было установлено, что несдвойникованные зерна в доломитовых тектонитах имеют

беспорядочную ориентировку оптических осей и непригодны для выявления структуры.

**Ориентировка слюды и хлорита.** Слюды приобретают закономерную ориентировку в тектонитах легче и быстрее, чем другие минералы, в связи с чем во всяких недостаточно отчетливых случаях необходимо начинать с изучения ориентировки слюды. Известны примеры, когда в одной и той же породе кварц не показывал единообразной ориентировки, тогда как слюды располагались достаточно закономерно.

Наблюдения над ориентировкой слюды и хлорита имеют важное значение в связи с тем, что на основании диаграммы ориентировки слюды наиболее легко и с лучшей точностью, за некоторыми исключениями, описываемыми ниже, устанавливается ось  $b$  плана деформации. Это

объясняется пластинчатой формой индивидуальных слюды и хлорита и тем, что плоскостью трансляции в слюдах и хлоритах обычно является плоскость (001) базопинакоида. В ряде случаев ось  $b$  представляет собой линию пересечения плоскости  $s$ , установленной по ориентировке слюды, с плоскостью  $s$ , положение которой определено в этой же породе по другому минералу.

Ориентировка слюды и хлорита хорошо устанавливается по замерам положения нормалей к (001), т. е. так называемых полюсов спайности; однако не следует забывать, что интерес также могут представлять данные об ориентировке решетки слюды.

Известны два главных типа ориентировки по форме у слюды. Весьма характерен первый тип ориентировки с расположением максимумов полюсов спайности в форме хорошо или удовлетворительно выраженного пояса, совпадающего с плоскостью  $ac$ , что соответствует  $B$ -тектонитам (см. рис. IX-23 б). В диаграммах второго типа максимум полюсов

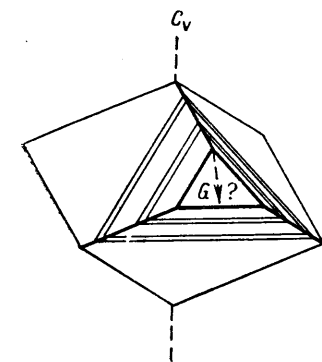


Рис. IX-38. Спайный ромбоэдр доломита с указанием ориентировки одной из трех систем двойников по (0221).

Показано предполагаемое направление ( $G$ ) и возможный знак движения;  $C_v$  — вертикальная кристаллографическая ось

спайности совпадает с осью  $s$ , что соответствует  $S$ -тектонитам (рис. IX-40). Однако в этом типе ориентировки, кроме главного максимума, обычно также присутствует более или менее выраженный пояс в плоскости, перпендикулярной оси  $b = B$ .

В связи с этим в  $S$ -тектонитах, в которых по другим минералам и по макростроению затруднительно определить положение осей  $a$  и  $b$  и хорошо выражена только плоскость  $s$ , при наличии слюды часто удается по слабо выраженному поясу наметить положение оси  $b$ , а следовательно, и оси  $a$ . Однако возможности эти преувеличивать не следует, потому что известны примеры ориентировки пояса максимумов полюсов спайности слюды в плоскости  $ab$ , при которой (001) расположена не параллельно  $s$ , как наиболее часто бывает, а перпендикулярно к  $s$  (рис. IX-41).

### ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНО-СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Ориентировка кристаллических зерен, особенно при мелкозернистом строении тектонитов (глинистых сланцев, филлитов) может быть установлена по текстурдиagramмам рентгено-структурным методом (излагается по П. С. Бернштейну).

Из ориентированных образцов вырезаются пластинки толщиной 0,30—0,35 мм, перпендикулярно и параллельно сланцеватости.

Съемка производится в камере Лауэ. Источником излучения служит трубка Мюллера с медным анодом, без фильтра. Б. Зандер рекомендует также применять молибденовый анод. При 35—45 кв и токе силой 10—15 мА экспозиция продолжается от 2 до 4 часов. Так же как и при оптических исследованиях, необходимо обеспечить относительную ориентированность образца, шлифа и пленки.

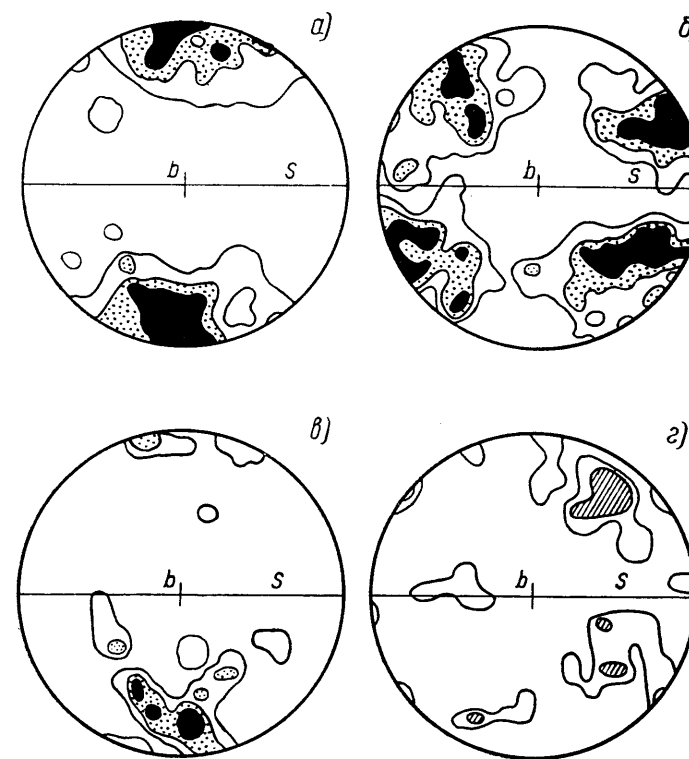


Рис. IX-39. Диаграмма ориентировки доломита (по Ферберну и Хауксу)

а) 110 осей зерен доломита с двойниками-дублетами, 8—6—4—2%; б) 220 полюсов к двойниковым плоскостям (0221) зерен доломита, 4—3—2—1%; в) 60 осей двойниковых зерен доломита во втором шлифе, 11—9—7—5—3%; г) 60 полюсов к двойниковому шву (0221) во втором шлифе, 10—8—6—4—2%

Для облегчения расшифровки текстурдиagramм снимаются также порошкограммы из тех же образцов в камере Дебая с применением никелевого фильтра.

Эта весьма существенная задача расшифровки текстурдиagramм заключается в определении, какие минералы вызывают отражение рентгеновских лучей и дают соответствующие полосы на диаграмме. Обычно вопрос разрешается путем сравнения с эталонными фотограммами спрессованного порошка минералов, которые установлены также и в исследуемом тектоните.

На дебаграммах фиксируются характерные линии (кольца) минералов, входящих в состав исследуемой породы, причем данные эти согласовываются с микроскопическим изучением образцов.

Если на полученных текстурдиagramмах интенсивные кольца, принадлежащие определенному минералу, замкнуты и содержат равно-

мерно и густо распределенные точки, это дает основание считать, что зерна этого минерала беспорядочно ориентированы в породе. Если же кольца какого-либо минерала имеют сгущения, на текстурдиаграмме возможно провести ось текстуры.

Симметричное распределение пятен указывает на определенную ориентировку минералов и, следовательно, отражающих плоскостей их кристаллических решеток. Закон отражения определяется уравнением Вульфа—Брегга:  $\lambda = 2d \cdot \sin \theta$ , где  $\lambda$  — длина волны монохроматических лучей,  $d$  — расстояние между параллельными плоскостями кристаллической решетки и  $\theta$  — угол, образуемый пучком рентгеновских лучей с плоскостью отражающей решетки. Этими данными определяются отклонения пучка лучей при прохождении им кристаллов и, следовательно,

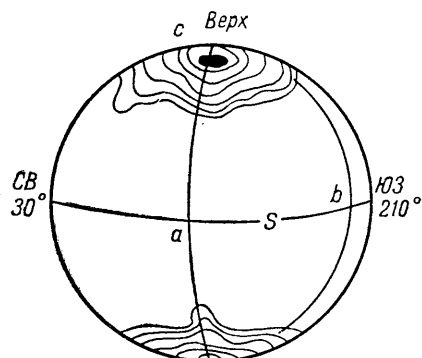


Рис. IX-40. Диаграмма ориентировки слюды

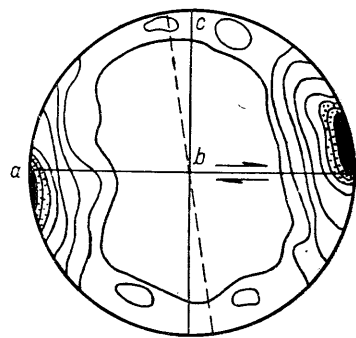


Рис IX-41. Диаграмма ориентировки метакристаллов биотита из биотитового сланца

Выбирались зерна, приблизительно перпендикулярные к  $S$ . 175 полюсов спайности, 10—7—6—5—4—3—2—1%

радиусы колец рентгенограмм. Расшифровка ориентировки индексов кристаллов производится хотя бы по справочнику В. И. Михеева и В. Н. Дубининой (1938; 1939).

Например, при исследовании ориентировки в филлитовых сланцах, по данным П. С. Бернштейна, на дебаграммах хорошо устанавливаются линии кварца, отвечающие  $\frac{d\alpha}{n} = 4,24 - 3,35 - 2,45 - 2,28$ , и линии хлорита, отвечающие  $\frac{d\alpha}{n} = 13,68 - 6,94 - 4,65 - 3,50 - 2,81$ . Примесь других минералов не велика и не маскирует кольца кварца и хлорита. На полученных текстурдиаграммах интенсивные кольца  $\frac{d\alpha}{n} = 3,35$  и другие, принадлежащие кварцу, своим строением показали отсутствие определенной ориентировки. В отличие от кварца, хлорит оказался определенно ориентированным. Наиболее интенсивные кольца хлорита  $\frac{d\alpha}{n} = 6,94$  имеют два сгущения, позволяющие провести ось структуры.

По данным вышеупомянутого справочника, эти кольца оказались соответствующими индексу (004). В данном случае, несмотря на сложность расшифровки ориентировки индексов моноклинных кристаллов, задача упрощается благодаря наличию у хлорита только одного направления трансляции, совпадающего со спайностью (001). В связи с этим можно было обойтись без построения диатропных плоскостей по М. Поляни (Глокер, 1932), для которых в рассматриваемом случае нельзя было получить надежных данных

вследствие недостаточной резкости интерференционных пятен на текстурдиаграммах.

Построения были упрощены и произведены следующим способом. По двум составляющим оси текстуры, лежащим в плоскости сланцеватости и в плоскости, перпендикулярной к сланцеватости, была найдена ось текстуры, нормаль к (004) или, иначе, к (001), плоскости весьма совершенной спайности хлорита.

Было установлено, что плоскость спайности (001) ориентированных зерен хлорита располагается под углами 31, 39 и 44° в трех образцах сланцев и в одном образце почти совпадает с плоскостью сланцеватости. Простираемость плоскостей спайности зерен хлорита во всех образцах почти параллельно простираению сланцеватости.

Рентгено-структурный метод применим также для тектонитов, имеющих крупнозернистое сложение. Однако в этих случаях в пучок рентгеновских лучей попадает слишком мало зерен для того, чтобы на пленке могла получиться текстурдиаграмма, отвечающая средней ориентировке большого числа зерен. Для получения таких диаграмм нужны приспособления, обеспечивающие передвижение образца поперек пучка лучей. Это перемещение должно быть параллельным поверхности образца и одновременно строго прямолинейным для того, чтобы сохранять все время одну и ту же ориентировку. Приспособления такого типа описаны Х. В. Ферберном (1949, стр. 230) и Б. Зандером и Г. Заксом (1930).

#### ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ТЕКТОНИТОВ

Практическое значение изучения тектонитов заключается в том, что структурный анализ их позволяет разрешать следующие три главные задачи, определяющие условия образования большинства структур: а) определять ориентировку плоскостей ламинарного скольжения (скольжения), б) определять ориентировку главных осей деформации, в) определять направление движения.

Особенную ценность для разрешения этих задач имеют  $V$ -тектониты (особенно типичные  $V$ -тектониты, а не  $R$ -тектониты), поскольку они наиболее часто доставляют возможность определения ориентировки всех главных осей деформации. Действительно, ориентировка плоскостей ламинарного скольжения очень часто бывает очевидной на основании макроскопического строения породы (поверхности расланцевания) или по положению двух максимумов типичного  $V$ -тектонита в связи с движением по системе двух сопряженных плоскостей скальвания. В таком случае, имея диаграмму  $V$ -тектонита, мы легко устанавливаем ориентировку направления движения, по оси  $a$  и положение оси  $c$ .

Значительно реже возможно практическое использование диаграмм  $S$ -тектонитов.

Известно, что максимум  $S$ -тектонита, например, у кварца, может занимать самое различное положение относительно координатных осей системы  $a, b, c$  и главных осей деформации.

Однако пренебрегать  $S$ -тектонитами было бы неправильно. Исследования их диаграмм в тех случаях, когда рассматриваются не единичные минералы или пункты наблюдений, а комплексы, в ряде случаев дают возможность выявить симметрию тектонической структуры. Определяя закономерные отношения отдельных морфологических элементов тектонической структуры относительно направлений или плоскостей симметрии, в ряде случаев возможно применять структурный анализ для предсказания форм и свойств тектонических структур в менее изученных участках с аналогичным геологическим строением.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели морфологические, структурные особенности строения земной коры в ее верхней, доступной наблюдению части. В структурной геологии невозможно углубляться в анализ основных причин и закономерностей тектонических движений, создающих главные структурные формы земной коры. Однако описание и анализ структурных форм мы во всех случаях вели на основе генетических представлений. В генетическом подходе к решению всех основных вопросов структурной геологии, в борьбе с формально-морфологическим методом анализа структур земной коры должна, по нашему глубокому убеждению, развиваться структурная геология как составная часть геологической науки. Слишком много в последнее время наблюдается случаев, когда отдельные отрасли геологии, выработавшие собственные методики исследований, обособляются от смежных отраслей той же геологии и других наук, замыкаясь в узком кругу своих ограниченных представлений.

Советская геологическая наука, вооруженная марксистским, диалектическим методом познания природы, должна быть непримирима к таким явлениям. Необходимо разрешать основные проблемы в отдельных отраслях геологии с использованием всей суммы знаний, добытых в смежных областях. Такое направление научной работы возвратит необходимое единство нашим представлениям о закономерных связях между наблюдаемыми геологическими явлениями и, в частности, будет решительно способствовать лучшему пониманию главных законов развития и строения земной коры.

Автор вполне сознает все трудности, сопровождающие такой широкий генетический подход к разрешению проблем структурной геологии, и рассматривает свою работу как опыт, весьма несовершенный, возможно не лишенный существенных ошибок.

## ПРИМЕЧАНИЯ

1. Механизм трансляционного скольжения при пластической деформации, повидимому, коренным образом отличается от механизма обычного (механического) скольжения двух отдельных плоскостей. Опытами М. Поляни и Э. Шмидта (1923) доказано, что усиле, необходимое для осуществления трансляции в кристаллах, не зависит от нормальных напряжений, которым подвергнут кристалл, помещенный в среду, передающую гидростатическое давление (Губкин, 1935, стр. 54).

2. Вязкость абсолютная в системе CGS выражается силой (в динах), необходимой для перемещения двух слоев жидкости, удаленных друг от друга на 1 см и имеющих поверхности в 1 см<sup>2</sup>, со скоростью 1 см/сек. Размерность вязкости

$$[\eta] = \frac{2}{\text{см/сек.}}$$

Вязкость удельная есть отношение абсолютной вязкости данного вещества к абсолютной вязкости воды, которую принимают за 100.

Вязкость кинематическая есть абсолютная вязкость, отнесенная к удельному весу жидкости. При 20°, 2 Ц абсолютная вязкость воды равна почти точно 0,01 — эта единица называется пуазом. Чтобы удельную вязкость, выраженную в пуазах, перечислить на абсолютную, нужно значение первой умножить на 0,01.

Наблюдается стремление многих исследователей пользоваться коэффициентом вязкости для характеристики пластических свойств материалов при моделировании тектонических деформаций. Однако другие исследователи считают, что вышеприведенные представления о вязкости применимы только к газам и жидкостям, но неприменимы к твердым телам, потому что в последних сопротивление сдвигу не пропорционально градиенту скорости. Эти исследователи для твердых материалов под вязкостью понимают способность материала поглощать механическую энергию (работу) при пластическом деформировании (до разрушения) на единицу объема (кгм/см<sup>3</sup>).

Вязкость в последнем понимании определяется как площадь (интеграл), ограниченная на диаграмме деформации кривой, осью абсцисс и перпендикуляром, опущенным на ось абсцисс из точки, соответствующей окончательному разрушению материала. Вязкость в этом понимании зависит не только от пластичности, но и от прочности материала; поэтому, например, вязкость легированной стали из-за большей ее прочности выше вязкости алюминия, хотя по пластичности алюминий превосходит сталь.

Отсюда приходится делать вывод, что понятие о вязкости во втором значении не годится в качестве характеристики пластических свойств горных пород.

З. Б. Л. Шнеерсон (1947) рассмотрел применимость критерия подобия Рейнольдса при геологическом моделировании. Он приходит к выводу, что продолжительность деформации при постоянной величине приложенной извне силы должна быть невелика, что якобы доказывается экспериментально и соответствует природным условиям (стр. 105). На основании этого Б. Л. Шнеерсон вводит еще одно условие, соблюдение которого необходимо при изучении деформации опытным путем — для опытов должен выбираться материал, у которого время продолжительности деформации относительно невелико и вскоре при постоянной величине приложенной силы дефор-

мация прекращается. К сожалению, этот вывод Б. Л. Шнеерсона получен на моделях, в которых процесс деформации, видимо, совсем не соответствует природным процессам, так как деформация при экспериментах получалась путем применения постоянной нагрузки, что почти никогда не имеет места в действительности. Об этом смотри раздел, посвященный генезису куполов. В связи с изложенным условием, вводимое Б. Л. Шнеерсоном, вряд ли актуально в его понимании.

4. По представлениям некоторых исследователей (Ферберн 1949, стр. 167), в случаях объемного напряженного состояния вместо плоскостей максимальных скальвающих напряжений существуют конусообразные поверхности максимальных скальвающих напряжений, причем осью конусов, проходящей через их вершины, является ось главного напряжения  $S$ .

5. Полного соответствия между теорией и экспериментом нет. Опытным путем были достигнуты внутренние давления в толстостенных стеклянных капиллярах, в шесть раз превышающие предел прочности на растяжение. Это показывает, как в некоторых случаях далеки от истины критерии разрыва, основывающиеся на максимальном сопротивлении на отрыв при удлинении (Бриджмен, 1935, стр. 88).

6. Анализ условий образования трещин отрыва и скальвания. Круговые диаграммы Мора, рассмотренные выше, могут быть также использованы как средство для анализа условий образования трещин отрыва и скальвания в горных породах, которые, как известно, обладают резко различной величиной предела прочности при растяжении (отрыве) и сжатии (скальвании). Приблизительно разрушение материала зависит лишь от наибольшего и наименьшего главных напряжений ( $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ).

На рис. 13 у А. В. Пэка (1939) изображены предельные круги для породы, обладающей разной величиной предела прочности. Здесь  $OA$  — предел прочности при растяжении и  $OB$  — предел прочности при сжатии. Промежуточные предельные напряжения определяются непрерывным рядом предельных кругов Мора, вписанных между касательными к крайним кругам.

7. Одной из причин экзогенно-неоднородной деформации, возможно, является волновая природа распространения тектонических сил и возникающих в связи с ними внутренних напряжений. Волновое распределение напряжений надо представлять себе и во времени и в пространстве.

Перед учением о деформации стоит задача изучения распространения упруго-пластических волн в твердых телах. Механические возмущения (действия сил) в твердых телах передаются не мгновенно, а с конечной скоростью. Так, в стальном стержне продольное усилие передается со скоростью около 5 км в секунду. Вспомним, что звук распространяется в воздухе со скоростью 335 м в секунду.

Существуют, однако, мнения, отрицающие значение волнового распространения напряжений при образовании ритмически неоднородных деформаций. П. Н. Кропоткин и Е. Н. Люстих считают, что механизм распространения упругих колебаний не имеет прямого отношения к остаточным деформациям. Представления о волновом характере ламинарного течения, высказанные С. В. Тромпом (1939), основывавшимся на уравнениях Гельмгольца (волны, образующиеся при совместном течении нескольких слоев жидкостей разной вязкости), были опровергнуты Юнгом, который подсчитал, что в условиях течения горных пород в твердом состоянии размеры волн должны быть меньше размеров атомов.

8. Н. Б. Вассоевич (1950) предлагает в качестве нейтральных, не ограниченных жесткими рамками, применять термины — слой, пласт, стратификация.

Наслоенность, или истинная слоистость, — пластообразная текстура низшего порядка, совокупности отложений, порождаемая сменой элементарных фаций. Единицей наслоенности является наслей. Наслей представляет однотипный осадок (породу) на всем своем протяжении. Он может быть как «скользящим» (миграционным), так и синхронным (мутационным). Внутренними текстурами наслоев являются слоеватость и слойчатость.

Слоеватость — текстура породы, обусловленная структурными особенностями ее составных частей — их уплотненностью и одновременно их горизонтальной (первично-горизонтальная слоеватость) или наклонной (косая слоеватость) ориентировкой, например, у конгломератов.

Слойчатость — более совершенная текстура породы, обусловленная чередованием слоев, обычно сравнительно мало отличающихся друг от друга. Своим обособлением слои обязаны пульсации седиментации и почти всегда представляют чередующуюся смену двух типов слоев. «Косая слоистость» также представляет случай слойчатости, являясь результатом захоронения неровностей микро рельефа дна.

Если несколько наслоев разного состава чередуются в разрезе с определенной правильностью, мы можем назвать многослоем сочетания слоев, повторяющиеся по разрезу.

Многие терригенные и карбонатные геосинклинальные и платформенные формации, химические осадки лагун, озерно-ледниковые ленточные глины характеризуются периодической (ритмической) слоистостью.

Многослои могут быть прогрессивными (например, трансгрессивными) и регрессивными, причем резкость разделов между многослоями усиливается, если в серии осадков отсутствуют регрессивные многослои, так как в этом случае последним соответствуют перерывы седиментации, а нередко и размывы. Это особенно отчетливо заметно во флишевых отложениях, в которых «ритмы» (многослои) в большинстве являются трансгрессивными.

Детальное, послонное изучение флиша показало, что наслои, порожденные миграцией фашиальных зон, действительно скользят (т. е. асинхронны в разных своих частях) в одном направлении, но не беспредельно, а лишь в течение однозначного развития процесса рассортировки, в течение одного полупериода колебания. Каждая перемена знака этого колебания кладет предел возрастному скольжению наслоев и завершает образование многослоя.

Рассмотренные первые попытки создания классификации слоистых структур еще очень несовершенны. Некоторые геологи считают вообще преждевременной генетическую классификацию слоистости и предлагают ограничиться морфологической классификацией. Довольно детализированная морфологическая классификация слоистости предложена Л. Н. Ботвинкиной (1950).

9. Описанные условия образования системы конических поверхностей скальвания соответствуют экзогенно-неоднородной деформации и не могут анализироваться в единой системе трех главных осей деформации. В связи с приложением силы в одной точке, поле напряжений оказывается резко неоднородным во всех других точках, удаленных от места приложения силы. Следовательно, и ориентировка главных осей напряжений в других точках будет различной. Отсюда вывод, что теоретический анализ Х. В. Ферберна, относящийся к трехосной деформации, неприменим к случаю образования конических поверхностей скальвания в магматических областях. Совпадение результатов анализа с природными фактами вполне случайное. Поскольку теоретические построения Ферберна не подтверждаются наблюдениями над явлениями деформации горных пород в условиях однородных деформаций, они, по-видимому, ошибочны.

10. Признавая обоснованность предположений Н. С. Шатского о связи определенных систем трещиноватости на платформе с деформацией земной оболочки в целом, в связи с планетарным вращением, надо, однако, отметить, что главная часть трещиноватости на платформе имеет тектоническое происхождение. В труде Е. Н. Пермякова показано, что главные отчетливые системы трещиноватости на Русской платформе закономерно изменяют свою ориентировку в связи с изменением простирации несомненных тектонических структур. Аналогичные материалы опубликованы по Канадской платформе (Джолiffe, 1942). В этой работе показаны многочисленные, весьма разнообразные системы трещиноватости, отнюдь не сохраняющие постоянную ориентировку относительно линий широт и долгот планеты.

11. Довольно подробно современное состояние представлений о слоевом кливаже рассмотрено Ф. Д. Тернером (1951, стр. 222—225); выяснено, что большинство метаморфических пород, несущих слоевой кливаж, являются  $V$ -тектонитами (глава IX). Однако механизм тектонического течения, вызывающего образование сланцеватости параллельной слоистости, не ясен.

12. Было бы неправильным считать, что перемещения по всем трещинам, сопряженным с главной, наиболее крупной трещиной сдвига, являются закономерно связанными по правилу квадрантов сжатия и растяжения. Обратные примеры, когда закономерные отношения в направлении смещений отсутствуют в системе сопряженных сдвигов, описаны в литературе (Кэмпбелл, 1947).

13. Остается пока невыясненным, выходят ли на уровень современного эрозионного среза тектонические структуры более древние, чем верхнепалеозойские, поскольку интенсивное накопление осадков в зоне продолжалось значительную часть времени среднего палеозоя.

14. Проблема установления сдвигового характера крупных зон расщепления по признаку пологого залегания линейной ориентировки в настоящее время не может считаться окончательно решенной. Дело в том, что в районах, геологического строения которых не дает оснований к предположениям о сдвиговых деформациях, также была обнаружена широко развитая пологозалегающая линейная ориентировка, причем эта линейная ориентировка представлена вытягиванием фрагментов конгломератов, т. е. должна быть отнесена к числу очень интенсивных явлений (Парк, Кэннон, 1943, табл. 4 и карта 1).

15. Некоторые тектонисты называют экзотические скалы клиппенами; под таким названием были описаны многочисленные скалы прочных пород (массивных известняков и пр.) среди сланцевых толщ в Татрах и на Карпатах. Однако существуют предположения, что некоторые из клиппенов представляют ядра протыкания диапировых складок особого типа. Обычные диапировые складки имеют в ядре породы высокой пластичности, тогда как диапировые складки, образующие клиппены, имеют в ядре жесткие породы.

16. Не все исследователи Каратау признают такое происхождение межформационных брекчий. Одни склонны видеть в этих брекчиях базальный горизонт, получивший основные свои черты в период осадконакопления (Машкара, 1939, стр. 40). Основным доводом против признания роли межформационных срывов выдвигается тот факт, что в более западных районах Каратау нет существенной разницы в литологии между свитами и весь разрез девона и карбона представлен очень сходными по структуре известняками. Довод этот нельзя считать убедительным, потому что он основывается на очень глазомерном определении отсутствия существенной разницы физико-механических свойств обеих свит. Мы не можем точно сказать, насколько велика должна быть эта разница для образования брекчий при данных конкретных условиях глубины их образования и интенсивности складчатости. Следовательно, нельзя утверждать, что разница недостаточна. Все прочие геологические факты в Каратау согласно указывают на позднейшее и тектоническое происхождение брекчий. В частности, очень важно, что обломки брекчий имеют часто двухкомпонентный состав, образуясь за счет хрупких прослоев девонской свиты и базальных слоев карбона. Другие исследователи Каратау, наоборот, приписывают горизонту межформационных брекчий значение крупной поверхности пологого надвига (Галицкий, 1936 а, б, 1937). Эта точка зрения подвергается критике (Ажгирей, 1947б), как не согласующаяся с главными особенностями геологического строения Каратау.

В районе нет никаких положительных указаний на значительные, определенно направленные надвижения блоков пород карбона по основанию, сложенному породами девона.

17. Рассмотренная классификация является недостаточно полной. Например, линейно-параллельная ориентировка минералов не обязательно совпадает с плоско-направленной структурой.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович М. В. Построение геологических профилей складок. ОНТИ, Азнефтеиздат, Баку, 1933.
- Авров В. Я. О формировании нефтяных залежей и солянокупольных структур Южной Эмбы. Нефть. х-во, № 4, 1948.
- Авров В. Я. О генезисе солянокупольных структур Урало-Эмбенской обл. ДАН СССР, нов. сер., т. 73, № 3, 1950.
- Авров В. Я. и Баренбойм М. И. Некоторые новые фактические данные о глубинном строении Южной Эмбы. ДАН СССР, нов. сер., т. 77, № 6, 1951.
- Авров П. Я. и Борисов А. А. Месторождение нефти Косчагыл. Нефть. х-во. № 3, 1935.
- Агабеков М. Г. Тектоника Аташкя-Шабандагской антиклинальной структуры и ее мнимая связь с диапиризмом. Изв. АН Азерб. ССР, № 11, 1946.
- Аделунг А. С. Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. В кн.: «Геология Узбекской ССР, т. 1», Л.—М., 1937.
- Аделунг А. С. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Ташкент, 1939.
- Ажгирей Г. Д. О возрасте кератофирирового горизонта и геологической структуре Горной Осетии. Сов. геология, № 6, 1941.
- Ажгирей Г. Д. О механизме складчатости. Тр. Минцветметзолото, № 16, 1947а.
- Ажгирей Г. Д. Тектоническое строение района Ачисайского месторождения в горах Каратау. Тр. Минцветметзолото, № 13, 1947 б.
- Ажгирей Г. Д. К истории тектонического развития Кавказа в мезокайнозое. Тр. Минцветметзолото, № 20, 1950.
- Ажгирей Г. Д. Участие древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (4), 1951.
- Ажгирей Г. Д. Изучение тектоники гранитных интрузий. Кратк. сообщ. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (2), 1952.
- Александров А. И. Талицкий интрузивный массив. Сов. геология, сб. 27, 1947.
- Андрусов Н. И. Геотектоника Керченского полуострова. Мат-лы для геологии России, т. 16, 1893.
- Андреев Д. К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
- Апродов В. А. Роль трещиноватости в поздние фазы формирования плутонов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.
- Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935.
- Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Землеведение, т. 18, кн. IV, 1911.

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, М., 1923.

Архангельский А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 6 (1), 1928.

Архангельский А. Д. и другие. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 13, 1930 а.

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8 (1—2), 1930 б.

Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. ГОНТИ, 1932 а.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. 1932 б.

Архангельский А. Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 1, 1939

Архангельский А. Д. О строении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 18 (3—4), 1940.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. ОНТИ, 1941.

Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11 (4), 1933.

Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В., Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937 а.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и другие. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937 б.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

Асаткин Б. П. Вопросы тектоники и проблема интрузий в западной части Ленинградской обл. Пробл. сов. геологии, № 5—6, 1937.

Афанасьев Г. Д. О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.

Афанасьев Г. Д. Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Бакиров А. А. К геологии центральных областей Русской платформы. Госгеол-издат, 1951а.

Бакиров А. А. Основные черты тектонического развития территории верхнего Поволжья. Сб. пам. акад. И. М. Губкина. Изд. АН СССР, 1951б.

Баклунд О. О. О милонитах и тектонитах. Зап. Минерал. о-ва, сер. II, ч. 52, 1925.

Батурин В. П. О слоистости и законах седиментации кластических осадков. ДАН СССР, т. 31, № 2, 1941.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, 1947.

Бауман В. И. Курс маркшейдерского искусства, 1932—1933.

Бахметьев Е. Ф. и другие. О природе структурных изменений во время деформации металлов при повышенной температуре, сб. Цветметиздат, 1933.

Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. ДАН СССР, нов. сер., т. 91, № 2, 1953.

Безухов Н. И. Введение в теорию упругости и пластичности, 1950.

Белевцев Я. Н. и Тохтуев Г. В. К вопросу о рациональности термина «кливаж». Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

Беликов Б. П. Геолого-петрографическое и физико-механическое исследование Уллу-камского гранита. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 89, петрогр. сер. (№ 28), 1948.

Беликов Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений облицовочного камня. Изд. АН СССР, 1951.

Беликов Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд. АН СССР, 1953.

Белицкий А. А. К вопросу о механизме образования кливажных трещин. Тр. Горн.-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, Новосибирск, 1949.

Белицкий А. А. Классификация тектонических разрывов и геологические методы их изучения. Госгеол-издат, 1953.

Белостокский И. И. Наблюдения над знаками ряби. Изв. Геогр. о-ва, т. 72, № 2, 1940.

Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм, Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.

Белоусов В. В. Виды идиоморфной складчатости. Сов. геология, сб. 8, 1945 а.

Белоусов В. В. Типы складчатости. Сов. геология, сб. 5, 1945б.

Белоусов В. В. О структуре Волго-Уральской области. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 23, 1946.

Белоусов В. В. О происхождении складчатости. Сов. геология, сб. 16, 1947а.

Белоусов В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (3), 1947б.

Белоусов В. В. Условия формирования идиоморфной складчатости. Тр. Ин-та теор. геофизики АН СССР, т. 3, 1947в.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеол-издат, 1948.

Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, сб. 39, 1949а.

Белоусов В. В. «Эффект глубины» в пластической деформации. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24 (5), 1949 б.

Белоусов В. В. К вопросу о механизме ориентировки минералов в горных породах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25 (5), 1950.

Белоусов В. В. О механизме образования тектонических разрывов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (2), 1951.

Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.

Беляев Н. М. Теория пластических деформаций. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 1, 1937.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов, ч. 1, 1938.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Изд. 6, 1950.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Изд. 7, 1951.

Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контактах его со сланцем. Изв. Политехн. ин-та, т. 15, вып. 2, 1911.

Белянкин Д. С. Неинтрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиагдона. Изв. Петрогр. политехн. ин-та, 1922.

Белянкин Д. С. Рецензия на книгу Е. В. Шевченко: «Структурные особенности некоторых пермских плутонов центрального Казахстана». Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.

Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеол-издат, 1950.

Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. Минерал. о-ва, ч. 69, вып. 2—3, 1940.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. ДАН СССР, нов. сер., т. 50, 1945.

Билибин Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана. ДАН СССР, нов. сер., т. 51, № 6, 1946.

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. Зап. Минерал. о-ва, ч. 76, № 1, 1947.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Биллингс М. Надвигание молодых пород на древние. Перев. по геологии и полезным ископаемым Центр. геол. библ., № 79, 1936.

Биллингс М. Структурная геология. Из-во иностр. лит-ры, 1949.

Бирина Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 168, 1941.

Бирина Л. М. Схема детальной стратиграфии и условия отложения пограничных слоев девона и карбона (этрень) в южном Подмосковье. Сов. геология, сб. 28, 1948.

Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы. Гостоптехиздат, 1953, стр. 74.

Богданов А. А. Стратиграфия кунгура и основные вопросы соляной тектоники. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 13 (1), 1935.

- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
- Богданов А. А. Тектоника западного склона Урала. Рефер. и-иссл. работ за 1944 г. АН СССР, отд. геол. геол.-геогр. наук, М.—Л., 1945.
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. Сов. геология, сб. 16, 1947а.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Мат-лы познан. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 7(11), МОИП, 1947б.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника СССР, т. 1, 1948.
- Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949 а.
- Богданов А. А. Об «инверсии» в развитии структур Ишимбаевского Приуралья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949 б.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология, сб. 40, 1949 в.
- Богданов А. А. и Келлер Б. М. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22(4), 1947.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолгиздат, 1946. Большая советская энциклопедия, т. 14, изд. 1, 1929.
- Болчковский В. Ф. Строение земной коры. Вестн. МГУ, № 11, 1948.
- Борисов А. А. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1944.
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Гришин Г. Л. и Левицкий П. И. Нефтяные месторождения Второго Баку. Гостоптехиздат, 1948.
- Борн М. Теория твердого тела, 1938.
- Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
- Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. Дорудные структуры Березовского месторождения на Среднем Урале. Сов. геология, сб. 29, 1948.
- Борукаев Р. А. Салаирский тектогенез в северо-восточном Казахстане. Изв. АН Казах. ССР, № 70, сер. геол., вып. 11, 1949.
- Борукаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока центрального Казахстана. Изв. АН Казах. ССР, № 124, сер. геол., вып. 17, 1953.
- Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
- Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадко-накопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 139, 1953.
- Бриджмен П. В. Физика высоких давлений. ОНТИ, 1935.
- Бриджмен П. В. Новейшие работы в области высоких давлений. Изд-во иностр. лит-ры, 1948.
- Брод И. О., Успенская Н. Ю. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр. Нефтяная экскурсия, вып. 3, 1937.
- Брод И. О., Елин Н. Д., Старобинец Е. Я., Тиллюпо В. А. Нефтяные месторождения Грозненского района. XVII сесс. Междунар. геол. конгр. Нефтяная экскурсия. Даг. АССР, вып. 3, 1937.
- Брод И. О., Еременко Н. Я. Основы геологии нефти и газа. Изд. МГУ, 1950.
- Бронгулеев В. В. Амагматические инъекционные явления на платформе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (6), 1947.
- Брутон Дж. Г. К вопросу о генезисе кливажа. Авториз. реф. ст. Брутона, Мин. цветн. металлургии, Бюро техинформации. Обзоры и рефераты по геологии. М., 1948.
- Брунс Е. П. К литологии песчано-глинистой толщи С Боровичского района. Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, № 2—3(7—8), 1935.
- Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи Ленинградской обл. Нижнекаменноугольные отложения северо-западного крыла Подмосковского бассейна. Ленингр. геол. упр., сб. № 3, 1937.
- Брунс Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 163, 1940.
- Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений южной Ферганы. Литол. сб. № 1, Гостоптехиздат, 1948.
- Брунс Е. П. Наблюдения над особенностями слоистости отложений. Анализ ритмичности строения осадочных толщ. Сб.: «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». Госгеолгиздат, 1954.
- Бубличенко Н. Л. Что такое Каратаусские брекчии и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау. Пробл. сов. геологии, № 7, 1934.
- Бубличенко Н. Л. Основные тектонические линии рудного Алтая. Сб. «Большой Алтай», т. 2, 1936.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии, 1934.
- Бубнов С. Геология Европы. т. 2. Внеальпийская западная Европа, ч. 1, Каледониды и варисциды. ОНТИ, 1935.
- Буцура В. В. Плейстоценовый возраст Восточных Карпат, 1944.
- Буялов Н. И. Месторождение Иман-кара Эмбенского района. В кн.: Н. А. Храмов. «Месторождение Джаксы-бай Эмбенского нефтеносного района», 1934.
- Вайнерман П. Б. Геология и полезные ископаемые гор. Кокийрим-тау. Сб.: «Геология и полезные ископаемые Восточной Ферганы», СОПС АН СССР, 1941.
- Варданянц Л. А. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей. Зап. Минерал. о-ва, ч. 69, № 2—3, 1940.
- Варсанофьева В. А. Геологическое строение территории Печорско-Ыльчского гос. заповедника. В кн.: «Труды Печорско-Ыльчского гос. заповедника», вып. 1, 1940.
- Василенко В. К. Структура грабенных эмбенских соляных куполов. Нефт. х-во, № 5—6, 1945.
- Василенко В. К. Роль тектонических движений в формировании Эмбенских нефтяных месторождений. Новости нефт. техники. Геология, № 2, 1949.
- Васильковский Н. П. О связи складкообразования с магматической деятельностью. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23(4), 1948.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов северного Тянь-Шаня. Изд. АН Узб. ССР, 1952.
- Васильковский Н. П. и Репников М. П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Изд. Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых признаках, позволяющих отличить опрокинутое положение флишевых образований от нормального. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, т. 2, 1932.
- Вассоевич Н. Б. О малоизвестных признаках для распознавания опрокинутого положения слоев от нормального. Новости нефт. геологии, № 7 (17), Баку, 1935.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. и Коротков С. Г. К познанию появления крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 52, 1935.
- Вассоевич Н. Б. и Гроссгейм В. А. Ритмичность флишевых отложений и использование ее в практике геологических исследований. Азерб. нефт. х-во, № 5, 1938.
- Вебер В. В. Геологическая карта Кабристана, пл. II-3, (Баян-Ата). Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 62, 1935.
- Вебер В. В. К проблеме формирования Эмбенских нефтяных залежей. Сб.: «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы», Гостоптехиздат, 1946.
- Вебер В. В. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6 (Исфара). Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 194, 1934а.
- Вебер В. В. Методы геологической съемки (полевая геология), 1934б.
- Вебер В. В. Методы геологической съемки. Изд. 3, 1937.
- Венинг-Майнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. М., 1940.
- Вернадский В. И. О значении радиогенной энергии для современной геологии. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 1, 1939.
- Виллис Б. Механика апалачских структур. ОНТИ, 1934а.
- Виллис Б. Проблема Мертвого моря. ОНТИ, 1934б.
- Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23(6), 1948.

- Волярович М. П. Экспериментальное исследование структур течения расплавленных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1938.
- Волярович М. П. Вязкость. Больш. сов. энциклоп., т. 9, изд. 2, 1952.
- Вольфсон Ф. И. Вопросы структуры Прииртышских полиметаллических месторождений на Алтае. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Вольфсон Ф. И. Изменения плана деформаций в процессе развития структуры западного Карамазара. Тр. Минцветметзолото, вып. 13, 1947а.
- Вольфсон Ф. И. Трещинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. Сов. геология, сб. 20, 1947б.
- Высоцкий И. В. Структурно-геологическая съемка. Гостоптехиздат, 1946.
- Вялов О. С. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии. Тр. I Ср.-Аз. нефт. конф. (1941), АН Узб. ССР, Ташкент, 1945.
- Галицкий В. В. Источники типа вклюд в центральном Каратау и геологическое строение их окрестностей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3, 1936 а.
- Галицкий В. В. Тектоника центрального Каратау. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 14(4), 1936 б.
- Галицкий В. В. Новые данные по тектонике центрального Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1937.
- Галицкий В. В. Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. Сов. геология, № 9, 1940.
- Геология и петрография трапповых формаций. Сб. статей. Перев. под ред. А. П. Лебедева, Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
- Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. II. Кристаллические породы северных лакколлитов, Пятигорск. Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
- Гзовский М. В. Волнистость простирающихся крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1953.
- Гзовский М. В. и Черткова Е. И. Моделирование волнистости простирающихся крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1953.
- Гинзбург И. В. и Розанов Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Глокер Р. Рентгеновские лучи и испытание материалов. ГТТИ, 1932.
- Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., № 11 (70), 1949.
- Головкинский Н. А. О последовательности организмов в геологические времена (диссертация Provenia legendi), 1864.
- Головкинский Н. А. О послетретичных образованиях по Волге в ее среднем течении. Казань, 1865.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Мат. для геологии России, т. 1, 1869.
- Головкинский Н. А. Отчет гидрогеолога Таврической земской управы за 1889 г. Симферополь, 1890.
- Голубятников В. Д. Берекейское месторождение. Изв. Геол. ком., т. 46, № 6, 1927.
- Голубятников В. Д. Явления древних подводных оползней и внутриформационные нарушения. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, 1946.
- Горин В. А. Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Тр. Геол. отд. Азнефтекомбината, Баку, 1939.
- Горин В. А. О происхождении складок Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. х-во, № 11, 1947.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей с. Сухоложского. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 182, 1928.
- Горшков Г. П. Дизъюнктивная тектоника Колет-Дага и закон скальвающих напряжений. Вестн. Моск. гос. ун-та, № 1, 1947.
- Горшков Г. П., Тоцилин М. С. О пликтивных микродислокациях в магнетитовых кварцитах протерозоя района Курской магнитной аномалии. Уч. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 136, 1949.
- Государственный институт высоких давлений. Сб. н.-иссл. работ к 15 годовщине Октября. Госхимиздат, Л., 1932.
- Готман Я. Д. К вопросу об оловоносных интрузиях Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.
- Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов (на материале кавказского флиша). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы юго-восточного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
- Гроссгейм В. А. и Вассоевич Н. Б. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. В кн.: «Геологический сборник ВНИГРИ, I(IV)», Л.-М., 1951.
- Гроссгейм В. А., Хаин В. Е. Рецензия на кн. Н. Б. Вассоевича: «Флиш и методика его изучения, 1948», Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26(4), 1951.
- Груза В. В. Геологическое картирование на аэрофотооснове в условиях Рудного Алтая. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, 1946.
- Губкин И. М. К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 80, 1913.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. ОНТИ, 1934.
- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 2, 1937.
- Губкин И. М. Урало-Волжская нефтеносная область, 1940.
- Губкин С. И. Пластическая деформация металлов. ОНТИ, 1935.
- Губкин С. И. Теория обработки металлов давлением. Metallurgizdat, 1947.
- Гутенберг Б. Внутреннее строение Земли. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Гутенберг Б., Рихтер К. Ф. Сейсмичность Земли. Изд-во иностр. лит-ры, 1948.
- Давиденков Н. Н. Динамические испытания металлов. Изд. 2, 1936.
- Давиденков Н. Н. Определение условного предела текучести при изгибе и при кручении. Завод. лаборатория, 3, 1938.
- Данилович В. Н. О происхождении кливажа в складчатой структуре. ДАН СССР, нов. сер., т. 68, № 2, 1949.
- Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953а.
- Данилович В. Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск, 1953 б.
- Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин, 1952.
- Дембо Т. М. Молодые гипабиссальные граниты низовьев р. Унды в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1944.
- Дембо Т. М. Опыт геометрической систематизации направленных текстур и структур горных пород. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29 (4), 1954.
- Дербинов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений западного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о геологическом строении Кахетинского хребта и Алазанской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 11, № 8, 1950а.
- Джанелидзе А. И. О складчатости притбилисской части Гаре-Кахети. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 11, № 9, 1950 б.
- Джеффрис Г. Заметка о разломах. Перев. центр. геол. библи. по геологии, № 110, 1938а.
- Джеффрис Г. Твердые и жидкие тела. Перев. Центр. геол. библи. по геологии, № 109, 1938б.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 55, 1952.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
- Евфименко И. М. Структура и металлогения Нижне-Чаткальского рудного района в западном Тянь-Шане. Ташкент, 1941.
- Елисеев Н. А. Структурный анализ интрузивных массивов. Стеклогр. изд., Л., 1935.
- Елисеев Н. А. О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов. Пробл. сов. геологии, № 1, 1936.
- Елисеев Н. А. Структуры рудных полей в первично-расслоенных плутонах Кольского полуострова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1937.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 6, 1938.
- Елисеев Н. А. Структурный анализ глубинных массивов. Природа, № 5, 1939.
- Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосатости в ловозерском плутоне. Зап. Минерал. о-ва, ч. 70, вып. 1, 1941.

- Елисеев Н. А. Структурные особенности рудных полей забайкальских молибденовых месторождений. Сов. геология, сб. 26, 1947.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология, 1953.
- Елисеев Н. А., Зеленков И. В., Нефедов Н. К., Сахаров А. С. и Унксов В. А. Геолого-петрографический очерк Ловозерских тундр. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольн. сер. (№ 2), 1947.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
- Жемчужников Ю. А. Слой и пласт. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
- Жуков В. А. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (5—6), 1945.
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. II. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 173, 1929.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Затаковенко В. А. Основные черты геологии интрузивного комплекса района горы Ятырварты на Северном Кавказе. ДАН СССР, нов. сер., т. 32, № 4, 1941.
- Захаров Е. Е. и Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. Ин-т геол. наук АН СССР, 1940.
- Зибель З. Обработка металлов давлением в пластическом состоянии, ОНТИ, 1934.
- Златкинд Ц. Г. и Шалимов А. И. Ено-Ковдорозерский плутон щелочных и ультраосновных пород. Сов. геология, сб. 12, 1946.
- Зубов И. Новые данные о строении складок Ферганы. Новости нефт. техники, Геология, № 2, 1949.
- Иванкин П. Ф. Опыт применения количественного анализа при изучении трещиноватости и минерализации трещин в горных породах. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., вып. 12, 1952.
- Иванкин П. Ф. и Ажгирей Г. Д. Главные вопросы изучения Иртышской зоны смятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (3), 1952.
- Иванов А. А. Геологические исследования в Соликамском и Чердынском районах Уральской обл. летом 1928 г. Мат. общ. и прикл. геологии, вып. 148, 1930.
- Иванов А. А. Верхне-Камское месторождение калийных солей. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 232, 1932.
- Иванов А. А. Основные черты стратиграфии и тектоники силвинитовой зоны верхнекамского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 5, 1935.
- Иванов Б. А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
- Иванов Г. А. Кливаж в углях и вмещающих породах и пути его практического использования, ч. I. Тр. ЦНИГРИ, вып. 110, 1939.
- Ильюшин А. А. Пластичность, ч. I. Упруго-пластические деформации. ОГИЗ, 1948.
- Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 годах. Тр. СПб. о-ва естествоисп., т. 3, 1872.
- Иностранцев А. А. Геология, т. 1. Изд. 2, СПб., 1889.
- Иоффе А. Ф. Физика кристаллов, 1929.
- К вопросу о состоянии науки об осадочных горных породах. Изд. АН СССР, 1951.
- Казаков А. В. Фосфатные фации. I. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Тр. НИУИФ, вып. 145, 1939.
- Калугин П. И. О диагональных разрывах Центрального Копет-Дага. Сов. геология, сб. 11, 1946.
- Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Прил. к LV т. Зап. Росс. Акад. наук, № 8, 1887.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Акад. наук, № 1, 1894.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. Акад. наук, 1919.
- Карта Дальнего Востока для высших учебных заведений. ГУГК при Совете Министров СССР, 1952—1953.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана, 1947.
- Келлер Б. М. Тектоника Уральского Каратау и Казахской нефтеносной зоны. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (5—6), 1945.
- Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
- Келлер Б. М. и Меннер В. В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (1—2), 1945.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 6, 1949.
- Кириллова И. В. и Сорский А. А. К вопросу о Баскальском покрове в восточном Закавказье. ДАН СССР, нов. сер., т. 83, № 5, 1952.
- Кирпичев В. Л. Сопротивление материалов, т. I, 1900.
- Классен-Неклюдова М. В. Пластические свойства и прочность кристаллов. ГНТИ, 1933.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Клоос Г. К механике больших сбросов и грабенов. Реферат Ю. М. Шейнманна статьи в Centr. Mineralogie, Abt. V. № 6, 1932. Пробл. сов. геологии № 4, 1933.
- Клоос Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Перев. Центр. геол. библ., № 92, Л., 1937.
- Кованько Н. Д. О тектонике района Полазненско-Краснокамского антиклинала (Молотовское Прикамье). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (6), 1947.
- Козеренко В. Н. Анализ глубинности интрузий при поисках рудных месторождений в средней части западного Тянь-Шаня. Сов. геология, сб. 17, 1946.
- Козеренко В. Н. Основные геологические закономерности в размещении и характере эндогенных рудных месторождений на территории средней части западного Тянь-Шаня. Тр. Минцветметзолото, вып. 13, 1947.
- Колесников В. П. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Неоген. 1940.
- Комоцкий С. К. Что такое геосинклиналь. Изв. Геогр. о-ва, т. 71, вып. 7, 1939.
- Комоцкий С. К. К вопросу литогенеза донецкого карбона (свиты  $C_6^b$ ). Мат. ВСЕГЕИ по геол. и гидрогеологии, сб. 3, 1940.
- Комоцкий С. К. О процессе образования угленосной толщи. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (5), 1951.
- Коптев-Дворников В. С. Краткий обзор научных работ Института за 1939 г. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 53, 1940.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С., Оглоблина О. П. и Яковлева М. Е. Геолого-петрографическое описание Майкаинского рудоносного района. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 75, 1946.
- Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 108, 1932.
- Королев А. В. Постэоценовые движения по юго-западной окраине гор Кара-Мазар. Изв. Геол. ком., т. 48, № 6, 1929 а.
- Королев А. В. Постэоценовая дислокация в районе Кан-сая. Вестн. Геол. ком., 1929 б.
- Косая слонность и ее геологическая интерпретация. Сб. статей под ред. Ю. А. Жемчужникова. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 163, 1940.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской обл. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18(5—6), 1940.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования соляных куполов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (5—6), 1945.
- Косыгин Ю. А. О математических исследованиях в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1952.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. и Розанов Ю. А. Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24 (2), 1949.

Коутс Р. Р. Первичная слоистость (полосчатость) в основных plutонических породах. Перев. Центр. геол. библи., № 85, Л., 1937.

Кочуров В. Б. Тектоника и металлогения северо-восточной части центрального Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, 1948.

Красинцева В. В. Процессы накопления иода в осадочных породах и условия перехода его в раствор. Ин-т геохимии и анал. химии им. В. И. Вернадского АН СССР. Автореф. канд. дисс., 1951.

Красников П. Ф. Основные формы дислокаций Прокопьевского рудника Кузбасса. Сб. по геологии Сибири. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1933.

Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, 1947.

Крашенинников Г. Ф. (реферат). Осадочные фации в геологической истории. Нов. книги за рубежом, № 5, 1951.

Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Тр. Минцветметзолото, № 13, 1947.

Крейтер В. М. Деформационные структуры и эндогенные рудные месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.

Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Гипроцветмет, сб. по инж. геол., вып. 2, 1951.

Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислотных магм. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 47 (14), 1941.

Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения северного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, 1948.

Кропоткин П. Н. Космогоническая теория О. Ю. Шмидта и строение Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 1, 1950 а.

Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25 (5), 1950 б.

Кропоткин П. Н. Пути развития советской геотектоники за годы Сталинских пятилеток (1928—1949). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950 в.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 108, 1950 г.

Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.

Кузнецов В. Д. Физика твердого тела, т. 1. Томск, 1937.

Кузнецов В. Д. Физика твердого тела, т. 2. Томск, 1941.

Кузнецов В. Д. Физика твердого тела, т. 5. Материалы по физике пластичности и хрупкости металлов. Томск, 1949.

Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона среднего Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11 (2), 1933.

Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона среднего Урала. Изд. АН СССР, 1939.

Кузнецов Е. А. Тектоника среднего Урала. Изд. АН СССР, 1941.

Кузнецов Е. А. Петротектонические особенности миацитов. Вестн. Моск. ун-та, № 7, 1947.

Кузнецов Е. А. Тектонические наблюдения в Калининской и Кыштымской дачах на Урале в области развития щелочных пород. Вестн. Моск. ун-та, № 8, 1948.

Кузнецов Е. А. Краткий курс метода Федорова в петрографии. Изд. МГУ, 1949.

Кузнецов Е. А. Тектоника Сысертского гранитного массива. Вестн. Моск. ун-та, № 9, 1950.

Кузнецов Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.

Кузнецов Е. А. Деформация гранито-гнейсов и гранитов в милонитовых зонах. Вopr. петрографии и минералогии, 1, М., 1953.

Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 4 (1—2), 1926.

Кузнецов Е. А. и Зиновкин А. Д. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (3—4), 1940.

Кузнецов Е. А. и Зиновкин А. Д. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 147, 1953.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 131, 1951.

Кузьмин А. М. Слои и наслоение. Тр. Горн.-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 11, 1950.

Куплетский Б. М. Вопрос о происхождении гранитов в современной науке. Природа, № 8, 1948.

Кушнарь С. А. Предгорья северной Ферганы. Геология Узбекской ССР, т. 1, ОНТИ, 1937.

Лазько Е. М. О некоторых дайках диабазового состава на Алданском щите. ДАН СССР, нов. сер., т. 60, № 1, 1948.

Лапшинов А. Г. О тектоническом строении и формировании Краснокамско-Полтавской антиклинали. Сов. геология, сб. 6, 1941.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Докт. дисс., 1946.

Лебедев П. И. О генезисе полосатой текстуры в изверженных горных породах, 1921.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Уч. зап. Дерпт. ун-та, № 1, 1893.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на северном Урале. Тр. СПб. о-ва естествоисп., т. 30, вып. 5, 1900.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Основные проблемы физической геологии. СПб., 1902.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. ГИЗ, 1925.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема магмы. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 17, 1937. Проблема магмы. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1939.

Леонтовский П. М. Элементы залегания пластов (горная геометрия). Екатеринбург, 1906.

Ленский В. С. Упругость и пластичность, 1950.

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

Личков Б. Л. Теория тангенциально-складчатого образования гор и шарриажии Альп. Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 9, 1948.

Лодочников В. Н. Тектоника гранитных массивов и проблема батолитов. Зап. Минерал. о-ва, ч. 55, вып. 2, 1926.

Ломоносов М. В. О слоях земных, 1757. Госгеолиздат, 1949.

Лукин Л. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геология, сб. 20, 1947.

Лукин Л. И. и Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.

Лычагин Г. А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 27 (4), 1952.

Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. ДАН СССР, нов. сер., т. 64, № 5, 1949.

Магницкий В. А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей. Бюлл. МОИП, отд. геол., 21 (3), 1946.

Магницкий В. А. Геодезические данные и состояние вещества верхних слоев Земли. Тр. Совещ. по деформации земн. коры. Геодиздат, 1948.

Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геодиздат, 1953.

Мазарович А. Н. О плащеобразном залегании в области Поволжья. Геол. вестник, 4, 1921.

Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между Куйбышевым и Оренбургом. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 14 (6), 1936.



- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., 1938.
- Мазарович А. Н. Структура и развитие платформ. Уч. зап. Моск. ун-та, геология, т. 2, 1947.
- Малеев Е. Ф. Классификация и главные структуры пирокластических пород. Сов. геология, сб. 12, 1946.
- Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокластических и эффузивных горных пород. Разведка недр, № 1, 1951.
- Малютин В. Л., Разумовский Н. К. и Хабаков А. В. Терминология некоторых свойств и условные обозначения осадочных горных пород. Зап. Минерал. о-ва, 2 сер., 46, вып. 2, 1931.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, 1948.
- Мартинсон Г. Г. Третичная фауна моллюсков восточного Прибайкалья. Тр. Байкал. лимнол. ст., т. 13, 1951.
- Маршалов И. Саралинская золотоносная группа. Горн. журн., № 3—5, 1922.
- Материалы по металлогении южного Урала. Изд. АН СССР, 1941.
- Машкара И. И. Геология центрального Каратау. ГОНТИ, 1939.
- Мехтиев Ш. Ф. К вопросу о происхождении нефти, формировании залежей и генезисе диапировых складок. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.
- Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, М., 1940.
- Мирослюбов И. Н. К вопросу о пределе текучести при изгибе и кручении. Завод. лаборатория, т. 7, № 4, 1938.
- Миронов С. И. и Притула Ю. А. Структура, фации и нефтеносность Среднего Поволжья. Сб. «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». Гостоптехиздат, 1946.
- Мирошниченко В. П. Об особом типе складчатости, установленном в Арчман-Нухурском районе Туркменской ССР. Зап. Минерал. о-ва, ч. 67, вып. 1, 1938.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности в развитии земного лика. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (3—4), 1940.
- Мирчинк М. Ф. Нефтепромысловая геология. Гостоптехиздат, 1946.
- Михайлов А. Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (2), 1947.
- Михеев В. И. и другие. Рентгенометрический определитель минералов, ч. I. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 11, вып. 2, 1938.
- Михеев В. И. и Дубинина В. Н. Рентгенометрический определитель минералов, ч. II. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 13, вып. 1, 1939.
- Молчанов И. А. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 60, 1939.
- Монич В. К. и Бок И. И. Современное состояние изученности интрузий Казахстана. Изв. Казах. фил. АН СССР, сер. геол., № 6—7 (20), 1945.
- Мордовский В. Т. Определение опрокинутости слоев в конгломератовых толщах. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (3), 1951.
- Москвитин А. И. Происхождение рельефа степного Приобья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (2), 1940.
- Муратов М. В. Юрские порфириновые интрузии в верховьях рек Хасаута и Эшакона. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1945.
- Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (2), 1947.
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 22, 1948.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2, 1949.
- Мушкетовы И. В. и Д. И. Физическая геология, т. 1. Изд. 4, 1935.
- Надаи А. Пластичность и разрушение материалов. Изд.-во иностр. лит-ры, 1954.
- Наливкин Д. В. Пески и течения. Вестн. Геол. ком., № 7, 1927.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, 1933.
- Наливкин Д. В. Несогласие и складчатость. Сб. посв. В. И. Вернадскому, т. II. Изд. АН СССР, 1936.
- Наследов Б. Н. Кара-Мазар. Таджик.-Памир. эксп. 1933 г., вып. 19, 1935.
- Неволин Н. В. Геологическое строение и нефтеносность солянокупольных структур Эмбенской нефтеносной области. Нефт. х-во, № 4, 1947а.
- Неволин Н. В. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины. ДАН СССР, нов. сер., т. 55, № 8, 1947б.
- Невский В. А. Закономерности распределения мощностей каменноугольных отложений в пределах южного склона хребта Ишме. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949 а.
- Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949 б.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.
- Нехорошев В. П. Реферат статьи Крумбейна «Критерии для подземного распознавания несогласий». Геол. тех. и мет. геол. работ в заруб. странах, сб. рефератов, вып. 1, Госгеолиздат, 1946.
- Никитин В. Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетских заводов, Ревдинской дачи и Мурзинского участка. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 22, 1907.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Минерал. о-ва, ч. 62, № 2, 1933.
- Николаев В. А. О взаимоотношениях между северным и центральным Тянь-Шанем. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комисс. по изуч. четверт. пер. АН СССР, т. 8, 1949.
- Никольский А. П. О магме малых интрузий Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 22, ч. 1, СПб., 1914.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. II. Землеведение, кн. IV, 1915.
- Обручев В. А. К вопросу о шаррижах в Сибири. Геол. вестн., т. 6, № 1—3, 1928.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Тройцк.-Савск. отд. Геогр. о-ва, 1929.
- Обручев В. А. Еще о шаррижах в Сибири и центральной Азии. Геол. вестн., т. 7, № 1—3, 1930.
- Обручев В. А. Полевая геология, т. I, II, 4 изд., 1932.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый (XVII и XVIII вв.), Л., 1931. Период второй (1801—1850), Л., 1933. Период третий (1851—1888), Л., 1934.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. Сб., посв. В. И. Вернадскому, т. II. Изд. АН СССР, 1936.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917). Изд. АН СССР, 1937.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.
- Обручев В. А. Роль и значение глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов в Сибири. Юбил. сб. АН СССР, посвящ. XXX-летию Окт. Революции, ч. II, 1947.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Ог Э. Геология, изд. 7, 1938.
- Огнев В. Н. Баубаш-атинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. Геология Узбекской ССР, т. 1, 1937а.

- Огнев В. Н. О покровных структурах в Колетдаге. Пробл. сов. геологии, № 9, 1937б.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
- Одинг И. А. Влияние неравномерного распределения напряжения по сечению стержня на пределы текучести и усталости. Завод. лаборатория, т. 7, № 4, 1938.
- Осадочные фации в геологической истории. Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- Оффман П. Е. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Доно-Медведицких поднятий. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (1—2), 1945 а.
- Оффман П. Е. Основные черты структуры Среднего Тимана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20 (5—6), 1945б.
- Павлов А. П. Самарская лука и Жегули. Тр. Геол. ком., т. 2, № 5, 1887.
- Павлинов В. Н. О структуре некоторых лакколлитов района Кавказских Минеральных Вод. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21 (2), 1946 а.
- Павлинов В. Н. Основные закономерности строения и образования малых интрузий типа лакколлитов. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 23, 1946 б.
- Павловский Е. В. Впадина озера Байкал. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1937.
- Павловский Е. В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 19(1), 1941 а.
- Павловский Е. В. Проблема происхождения впадины озера Байкал. Природа, № 3, 1941 б.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 99, 1948 а.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948 б.
- Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 170, 1928.
- Пейве А. В. О так называемом законе инверсии. Сов. геология, сб. 5, 1941.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., сб. 5, 1945 а.
- Пейве А. В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. Сов. геология, сб. 7, 1945 б.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргадий. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (5), 1947.
- Пейве А. В. и Смирнов А. Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Сб. «Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы», Госгеолгиздат, 1940.
- Пермяков Е. Н. Трещиноватость Русской платформы, условия ее образования и практическое использование. Мат. познан. геол. строения СССР, вып. 12 (16), 1949.
- Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2, 1951.
- Пикард Л. О структуре Аравийского полуострова. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.
- Пинес Б. Я. Новые теории прочности. Техника и производство, № 2, 1927.
- Плешаков Н. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. Сов. геология, № 6, 1938.
- Плотникова Т. В. Структура Баянаульского интрузива (центральный Казахстан). Мат. ВСЕГЕИ, полезн. ископаемые, сб. 3, 1946.
- Полканов А. А. Предварительный отчет о работе 1923 г. в северо-восточной четверти 36-го листа 10-верстной геологической карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. 44, № 7, 1925.
- Полканов А. А. Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фьорда. Тр. Ленингр. о-ва естествоисп., т. 58, вып. 4, 1928.
- Полканов А. А. Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород. Горгеолиздат, 1934.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
- Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы-кратогена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946 а.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. юбил. сесс. Ленингр. гос. ун-та, секц. геол.-почв. наук, 1946 б.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Вольны УССР. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1948.
- Полканов А. А. Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса в петрологии. Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, сер. геол. наук, вып. 1, 1950.
- Полканов А. А., Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1941.
- Попов В. И. Генезис и методика исследования кайнозойских моласс Ферганы. Тр. I Ср.-Аз. нефт. конф. (1941), изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1945.
- Попов В. С. Некоторые детали механизма образования тектонических форм с приложением их к Донецкому бассейну. Горн. журн., № 3, 1933.
- Поспелов Г. Л. Материалы к тектонике интрузивов. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1, 1942.
- Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, № 2, 1947.
- Проблема образования гранитов, сб. 1. Переводные статьи под ред. Б. М. Куплетского и А. П. Лебедева. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- Проблема образования гранитов, сб. 2. Переводные статьи под ред. Н. И. Соустова. Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
- Пронин А. В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. Сов. геология, сб. 37, 1949.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, т. 1—2. Гостопиздат, 1940.
- Пушаровский Ю. М. Очерк тектоники внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26 (6), 1951.
- Пэк А. В. Материалы к тектонике Хибин. СОПС, мат-лы по петрогр. и геохимии Кольск. п-ва, ч. VI, изд. АН СССР, 1935.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
- Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1940.
- Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. Сов. геология, сб. 20, 1947.
- Пэк А. В. и другие. Титано-магнетитовые месторождения Урала, ч. II. Изд. АН СССР, 1936.
- Пэк А. В. и Лукин Л. И. Структура и генезис месторождения Кти-Теберда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 84, 1947.
- Радугин К. В. Этюды по методике геологических исследований. 1. Анализ развития тектоноструктур. Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1, 1942.
- Радченко Н. В. Строение жидкости. Природа, № 2, 1947.
- Радченко Н. В. Механические свойства жидкости. Природа, № 2, 1948.
- Резвой Д. П. О следах тектонических движений «сегодняшнего дня» в южной Фергане. Вопр. теорет. и прикл. геологии, сб. 1, МГРИ, 1947.
- Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. Уч. зап. Львовск. гос. ун-та, т. 23, сер. геол., вып. 6, 1953.
- Рейнер М. Десять лекций по теоретической геологии, 1947.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, 1932.
- Розанов Л. Н. Вопросы генезиса структур Бугурусланского нефтеносного района. Сов. геология, сб. 28, 1948.
- Розанов Л. Н. Колебательные движения и формирование платформенных структур. Сов. геология, сб. 39, 1949.
- Розанов Ю. А., Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Влияние высоких давлений на структуру карбонатных пород. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 122, 1950.
- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала. Сов. геология, сб. 40, 1949.

Румянцев С. Тектонические нарушения, наблюдаемые на северо-западной окраине Кузнецкого каменноугольного бассейна и их объяснение — опыт применения теории сопротивления материалов к тектонике. Горн. журн., № 10 и 11, 1928.

Русинович И. А. Геологическое строение северо-восточной полосы и генезис железных руд КМА. Сов. геология, сб. 28, 1948.

Рухин Л. Б. Основы литологии, Гостоптехиздат, 1953.

Рыжков О. А. Некоторые данные по тектонике брахиантиклиналей предгорий Ферганы. Тр. Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 4, 1949.

Рыжков О. А. Некоторые черты антиклиналей талмазарской разновидности. ДАН Узб. ССР, № 4, 1953 а.

Рыжков О. А. Разновидности брахиантиклиналей Ферганы и закономерности в их распределении. ДАН Узб. ССР, № 3, 1953 б.

Рябухин Г. Е. Третичные отложения Прибайкалья и их нефтеносность. Пробл. Бурят-Монгольск. АССР, т. 1, изд. АН СССР, 1935.

Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР, т. 1, 1948.

Сапожников Н. М. Пластичность, 1949.

Сафронов В. С. Совещание по вопросам космогонии солнечной системы. Астрон. журн., т. 28, вып. 6, 1951.

Сборник по геологии Сибири (посв. двадцатипятилетию деятельности М. А. Усова). Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1933.

Семенов Н. П. Дизъюнктивные нарушения и микротектонические структуры и их роль в формировании рудных полей Кривого Рога. Бюлл. н.-иссл. геол.-разв. ин-та, № 3—4, 1940.

Семенов Н. П. Трещиноватость и кливаж в горных породах Кривого Рога. Тр. Днепропетр. гос. ун-та, т. 27, вып. 2, 1941.

Семенов Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. 1, Киев, 1946.

Сенюков В. М. Геологическое строение Ульяновско-Саратовской синеклизы. Гостоптехиздат, 1947.

Синицын В. М., Гапеева Г. М. Рудная зональность и зоны смятия Алтая. Зап. Минерал. о-ва, ч. 70, вып. 2, 1941.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в западном Тянь-Шане и Алае. Изв. Геогр. о-ва, вып. 1, 1948.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1949.

Смилга И. П. Новые данные о тектонике Эмбенской нефтеносной области. Нефт. х-во, № 11, 1937.

Смирнов Г. А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Смирнова О. К., Файдель Э. П., Шафрановский К. И. Геология в изданиях Академии Наук, 1728—1928 гг., М., 1938.

Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. пам. акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Сократов Г. И. Из истории русской геологии второй половины XIX в. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 15—16, 1949 а.

Сократов Г. И. О так называемом законе Вальтера в формировании слоистых осадочных отложений и его русской предистории. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 15—16, 1949 б.

Соколов Н. И. К вопросу о тектонике Самарской луки. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15 (3), 1937.

Соловьев С. П. Некоторые особенности магматической деятельности третичного периода в СССР. Зап. Минерал. о-ва, ч. 80, № 3, 1951.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. Госгеолиздат, 1952.

Соловкин А. Н. О Баскальском покрове и фациально-тектоническом районировании. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1945.

Сорокин Л. В., Урысон В. О., Рябинкин Л. А., Долицкий В. А. Курс геофизических методов разведки нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1950.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18 (145), 1952.

Старостина З. М. Тектоника Уленты-Чидертинского района северо-восточного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1, 1948.

Страхов Н. М. Закономерности орогенеза в освещении Г. Штилле. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10 (3—4), 1932.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946 а.

Страхов Н. М. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья. Сов. геология, сб. 9, 1946 б.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии, т. I и II. Госгеолиздат, 1948.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951.

Судовиков Н. Г. Метасоматические граниты. Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 10, 1950.

Тамман Г. К теории рекристаллизации. Сб. «Рекристаллизация металлов», ОНТИ, 1933.

Твенхофел В. Г. Учение об образовании осадков. ГОНТИ, 1936.

Тектоническая карта СССР. М. 1:400 000. Под ред. Н. С. Шатского, 1951—1953.

Теоодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.

Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит-ры, М., 1951.

Теряев В. А. Несколько слов по поводу книги «Die Grossfalten». Зап. геол. отд. О-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., т. 3, 1914—1915.

Тетяев М. М. Северо-западное Прибайкалье. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 126, 1916.

Тетяев М. М. Основы геотектоники, 1934, изд. 2, 1941.

Тихонович Н. Н. О структуре Сурско-Мокшинской полосы поднятий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944.

Толстихина М. М. Тектоника Соликамского района и северной части Уфимского плато. Геология СССР, т. XII, Урал, ч. 1, 1944.

Трапезников Г. В. О напряжениях при растяжении. Изв. Сиб. технол. ин-та, т. 50, вып. 1, 1929.

Тромп С. В. Новые опыты по сбросовой тектонике и складчатости Гельмгольца. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, М., 1939.

Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе Курило-Камчатской впадины. ДАН СССР, нов. сер., т. 94, № 2, 1954.

Уиллис Б. и Р. Структурная геология. Баку, 1932.

Унксов Е. П. Пластическая деформация при ковке и штамповке. Машгиз, 1939.

Усов М. А. Фазы эффузивов. Изв. Томск. технол. ин-та, т. 46, 1924.

Усов М. А. Фазы и фации интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. 4, вып. 3, 1925; изд. 2, Томск, 1932.

Усов М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. Сб. по геологии Сибири. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, Томск, 1933.

Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-Сиб. Геол.-геофиз. треста, 1935.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.

Усов М. А. Геотектоническая теория саморазвития материи Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940 а.

Усов М. А. Рудничная тектоника Кузнецкого бассейна. Геология СССР, т. XVI, Кузнецк. бас., 1940 б.

Усов М. А. Структурная геология. Госгеолиздат, 1940 в.

Усов М. А. Геология магматических пород. Вопр. геологии Сибири, т. 1, 1945.

Усов П. И. Метаморфические горные породы и способ их происхождения. Горн. журн., т. 4, № 11—12, 1848.

Успенская Н. Ю. Некоторые закономерности нефтегазонакопления на платформах. Гостоптехиздат, 1952.

Фалькова Э. А. Опыт применения аэрофотосъемки при геологическом картировании древних свит в Горной Башкирии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22(1), 1947.

Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. Сб. «Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции», под ред. И. М. Губкина, 1939 а.

Федоров С. Ф. Нефтяные месторождения Советского Союза. Гостоптехиздат, 1939б.

Федоров Е. С. Теория Гейма образования гор. Горн. журн., т. 1, № 3 (март), 1882.

Федоров С. Ф. Развитие идей И. М. Губкина по генезису нефтяных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.

Фесенков В. Г. Современные представления о Вселенной. Изд. АН СССР, 1949.

Фесенков В. Г. Проблема эволюции Земли и планет. Изд. АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1950.

Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Форш Н. Н. Основные этапы формирования нижнепермских отложений в Среднем Поволжье и Заволжье. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 45, 1951а.

Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 45, 1951б.

Форш Н. Н. К методике структурного анализа платформенных тектонических структур. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 77, 1953.

Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей, изд. АН СССР, 1945.

Фридман Я. Б. О механизме разрушения металлов. Журн. техн. физики, т. 11, вып. 11, 1941.

Фридман Я. Б. Единая теория прочности материалов. Оборонгиз, 1943.

Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. 1946.

Фридман Я. Б. О развитии и синтезе теорий прочности материалов. Заводск. лаборатория, № 2, 1949.

Фридман Я. Б. Механические свойства металлов, изд. 2. Оборонгиз, 1952.

Фурман И. Я. Геологические построения по данным бурения. Изд. 2, Гостоптехиздат, 1948.

Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 1, 1939.

Хабаков А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Изд. Всес. геол.-разв. объедин., 1933.

Хабаков А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках южного Урала. Тр. Всес. ин-та мин. сырья, вып. 163, сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация», 1940.

Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. Горн.-геол. упр. Главсевморпути, вып. 15, 1945 а.

Хабаков А. В. Симметричные волноприбойные знаки ряби, как показатель положения стороны берега бассейна. Сов. геология, сб. 5, 1945 б.

Хабаков А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Литол. сб. 1, Гостоптехиздат, 1948 а.

Хабаков А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на среднем Урале. ДАН СССР, нов. сер., т. 61, № 6, 1948 б.

Хабаков А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий образования. Природа, № 4, 1951.

Хабаков А. В. Наблюдения над первичными особенностями поверхностей наслонения. Наблюдения над первичными особенностями залегания осадочных толщ. Сб. «Метод. руковод. геол. съемке и поискам», Госгеолиздат, 1954.

Хаин В. Е. К проблеме соотношений орогенеза и эпейрогенеза. Сов. геология, сб. 7, 1938 а.

Хаин В. Е. О диапирях и диапиризме. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 16(2), 1938 б.

Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17(1), 1939.

Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, Баку, 1950 а.

Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25 (6), 1950 б.

Хаин В., Апресов С., Мирчинк М. Нефтяные месторождения Азербайджанской ССР, вып. 2, Междунар. геол. конгр., XVII сесс., 1937.

Херасков Н. П. К вопросу о методике изучения трещин, 1939.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Хьюлин К. Д. Структурные условия отложения руд. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 11, 1938.

Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировых интрузий северо-западной части Рудного Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Черский И. Д. К геологии внутренней Азии. Тр. СПб. о-ва естествоисп., 17, вып. 2, 1886 а.

Черский И. Д. О результатах исследования оз. Байкала. Зап. Русск. геогр. о-ва по общ. геогр., 15, № 3, 1886 б.

Чирвинский П. Н. Искусственное получение минералов в XIX столетии. Киев, 1903—1906.

Шадлун Т. Н. и Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Шатский Н. С. О тектонике северной части Донецкого бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 2(3), 1923/24.

Шатский Н. С. Заметки по тектонике третичных предгорий северо-восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5 (3—4), 1927.

Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан). Тр. ГИНИ, вып. 4, 1929.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10 (3—4), 1932 а.

Шатский Н. С. Проблемы нефтеносности Сибири. Нефт. х-во, 24, № 9, 1932 б.

Шатский Н. С. О неокатастрофизме. Пробл. сов. геологии, № 7, 1937 а.

Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 15 (1), 1937 б.

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.

Шатский Н. С. Орогенетические фазы и складчатость. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.

Шатский Н. С. О синеклизах А. П. Павлова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18 (3—4), 1940.

Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины. ДАН СССР, т. 31, № 5, 1941.

Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945 а.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона южного Урала. Мат-лы позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2(6), МОИП, 1945 б.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946 а.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946 б.

Шатский Н. С. Тектоника. Статья в Больш. сов. энцикл., т. 53, стр. 752—757, 1946 в.

Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. Сов. геология, сб. 16, 1947 а.

Шатский Н. С. О работах А. П. Карпинского по тектонике Восточно-Европейской (Русской) платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947 б.

Шатский Н. С. и другие. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. Сб. к вопросу о состоянии науки об осадочных породах. Изд. АН СССР, 1951 а.

Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб. пам. акад. А. Д. Архангельского, 1951 б.

- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951 в.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Швец П. Т. Тектоника, состав и механическая прочность палаточных гранитов. Изв. Ленингр. геол.-геод. треста, № 1(6), 1935.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 12, 1938.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов центрального Казахстана. Львов, 1951.
- Шмидт Е. и Боас В. Пластичность кристаллов. ГОНТИ, 1938.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд. 2 АН СССР, 1950.
- Шнеерсон Б. Л. К вопросу о механизме образования соляных куполов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геол., № 6, 1947а.
- Шнеерсон Б. Л. О применении теории подобия при геологическом моделировании. Тр. Ин-та теорет. геофизики, т. 3, 1947б.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит-ры, М., 1950.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22(5), 1947.
- Шульц С. С. Складчатые дислокации сухих дельт южной Ферганы. Тр. Таджик.-Памир. эксп., 1935.
- Шульц С. С. О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане. Изв. Кирг. фил. АН СССР, № 6, 1947.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Геогр. о-ва, нов. сер., т. 3, 1948.
- Щерба Г. Н. Из опыта изучения внутренних контактов гранитных массивов. Изв. АН Казах. СССР, сер. геол., вып. 17, 1953.
- Щуровский Г. Е. Колебательное движение Европейского материка в историческое, и близкое к историческому, время. Изв. О-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., т. 33, вып. 2, 1878.
- Эйхвальд Э. И. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России, ч. II, Геогнозия. СПб., 1846.
- Юшко С. А. Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 9, 1941.
- Яворский В. И. и Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 177, 1927.
- Якубов А. А. Грязевые вулканы западной части Апшеронского полуострова и их связь с нефтеносностью. Изд. АН Азерб. ССР, 1941.
- Agton S. L. Structure and petrology of the Peach Bottom slate, Pennsylvania and Maryland, and its environment. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 61, No. 11, 1950.
- Ampferer O. Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. Geol. Reichsanstalt, Bd. 56, Wien, 1906.
- Ampferer O. Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. Mitt. Geol. Ges., Wien, 1919.
- Ampferer O. Ueber alte Landformen welche im Schutz der Ueberschiebungen aufbewahrt wurden. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 79, Wien, 1929.
- Andree K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau, Bd. 6, 1915.
- Andersen O. The genesis of some types of feldspar from granite pegmatite. Norsk Geol. Tilsskrift, X—1/2, 1929.
- Anderson E. M. The dynamics of faulting and dyke formation, 1942.
- Anderson E. M. On lineation and petrofabric structure and the shearing movement by which they have been produced. Quarter. Journ. Geol. Soc. London, vol. CIV, pt. 1, 1948.
- Arkell W. I. Analysis of the Mesozoic and Cainozoic folding in England. Intern. Geol. Congr., Rpt. XVI Sess., vol. 2, Washington, 1936.
- Ashauer H., Teichmüller R. Die Variscische and Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. Abhandl. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III F., H. 17, 1935.
- Athy L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 14, No. 1, 1930.
- Balk R. Structural geology of the Adirondack anorthosite. Mineral. u. Petrogr. Mitt., Bd. 41, H. 3—6, 1931, pp. 308—434.
- Balk R., Cloos H. Die Plutone des Passauer Waldes. Mon. Geol. u. Pal., Berl. Gebr. Bornträger, Ser. 2, H. 3, 1927.
- Balk R., Grout F. F. Structural study of the Snowbank stock. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 45, 1934, pp. 621—636.
- Ball M. W., D. Oil prospects of Israel. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 37, No. 1, 1953.
- Basley J. R. Deformation of marble under tension at high pressure. Transact. Am. Geophys. Union, pt. II, 1941, p. 519.
- Barrel J. Rhythms and the measurement of geologic time. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 28, 1917.
- Barrois Ch. Bretagne. Guide VII Congr. Geol. Intern., Paris, 1910.
- Bärtling R. Das Verhältniss zwischen Sedimentation und Tektonik in Ruhrbezirk. Compte Rend. Congr. Avancem. Etud. Stratigraphie Carbonifère, Harlen, 1927.
- Barton D. C. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 17, No. 9, 1933.
- Becke F. Gesteine der Colymbietes. Tscherm. Mineral. u. Petrogr. Mitt., XVI, 1897.
- Becke F. Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Mineral. u. Petrogr. Mitt., XXVI, 1923.
- Becke H. Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie, Berlin, 1915.
- Becker G. F. Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 4, 1893.
- Becker G. F. Experiments on schistosity and slaty cleavage. US Geol. Survey, Bull. 241, 1904.
- Becker G. F. Current theories of slaty cleavage. Am. Journ. Sci., 4 ser., vol. 24, 1907, p. 7—10.
- Behre C. H. Revision of structure and stratigraphy in the Mosquito range and the Leadville district, Colorado. Proceed. Sci. Soc. of Colorado, vol. 12, 1929.
- Bemmel R. W., van. The undation theory of the development of the Earth's crust. Intern. Geol. Congr. Rpt. XVI Sess., vol. 2, Washington, 1936.
- Bentz A. Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, 1949.
- Berry E. W. Fossil plants from Bolivia and their bearing upon the age of uplift of the Eastern Andes. Proceed. US. Nat. Museum, vol. 54, 1919.
- Billings M. Physiographic relations of the Lewis overthrust in Northern Montana. Am. Journ. Sci., vol. 35, No. 208, 1938.
- Blackwelder E. The origin of the central Kansas oil domes. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 4, № 1, 1920.
- Bramlette M. N. Pseudostratification in core recoveries. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 12, 1928.
- Broughton J. C. An example of the development of cleavages. Journ. of Geology, vol. 54, № 1, 1946.
- Bubnoff S. Die Werdegang einer Eruptivmasse. Geologisch-petrographische Analyse der Intrusionstektonik im Schwarzwalde. Fortschr. d. Geol. u. Pal., 7, 1928, S. 239.
- Bucher W. H. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. Am. Journ. Sci., vol. 47, 1919, p. 149—210, 241—269.
- Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust, Princeton, 1933.
- Burbank W. S. Vein systems of the Arrastre basin and regional geologic structure in the Silverton and Telluride Quadrangles, Colorado. Proceed. Sci. Soc. of Colorado, vol. 13, No. 5, 1933.
- Busk H. G. On the normal faulting of rift valley structures. Geol. Magazine, vol. 83, No. 3, 1946.
- Campbell N. The West Bay fault, Yellowknife. Can. Min. a. Metal., Bull. 425, sept. 1947.
- Chamberlin R. T. Diastrophic behaviour around the Bighura basin. Journ. of Geology, vol. 48, No. 7, 1940.
- Chamberlin R. T. Basement control in Rocky mountain deformation. Am. Journ. Sci., vol. 243-A, 1945 (Daly volume).

- Chi-Shang Ch'ih, Structural petrology of the Wissahickon schist near Philadelphia, Pennsylvania. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 61, No. 9, 1950.
- Cizancourt H., de. Plissements disharmoniques et diapirisme. *Bull. Soc. Géol. de France*, n° 7—8, 1933.
- Clark S. The mechanics of the plains-type folds of the Mid-Continent area. *Journ. of Geology*, vol. 40, No. 1, 1932.
- Cloos E., Cloos H. Pre-Cambrian structure of the Beartooth, the Bighorn and the Black Hills uplifts and its coincidence with tertiary uplifting. *Proceed. Geol. Soc. of America* for 1933, 1934.
- Cloos E. and Hietanen A. Geology of the „Martic overthrust“ and the Glenarm series in Pennsylvania and Maryland. *Geol. Soc. of America*, Sp. Paper, No. 35, 1941.
- Cloos E. Lineation—a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. of America*, mem. 18, 1946.
- Cloos H. Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen. *Zeitschr. Prakt. Geologie*, 1914, S. 340—343.
- Cloos H. Geologie der Schollen in schlesischen Tifengesteinen. *Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F. 81, 1920.
- Cloos H. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. *Braunsch. Samml. Vieweg*. Bd. 57, 1921.
- Cloos H. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze, 1922 a.
- Cloos H. Tektonik und Magma. Bd. I. *Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., 89, 1922 b.
- Cloos H. Ueber Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. *Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst.*, N. F., Bd. 89, 1922 c.
- Cloos H. Das Batholitenproblem. Berlin, 1923.
- Cloos H. Tektonik und Magma. II. *Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst.*, H. 96, 1924.
- Cloos H. Tektonische Behandlung megmatischer Erscheinungen. I. Das Riesengebirge. Berlin, 1925.
- Cloos H. Zur Kritik der Granittektonik. *Z. f. Mineral.*, Abt. B., 1926.
- Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
- Cloos H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. *Geol. Rundschau*, Bd. 30, Zwischenheft 4 A, 1939.
- Coats R. R. Primary banding in basic plutonic rocks. *Journ. of Geology*, vol. 44, 1936, pp. 407—419.
- Coffin R. C. Geological imagination in the interpretation of geophysical data. *Quarter. Colorado School Mines*, vol. 45, No. 4 A, 1950.
- Collins J. J. A summary of Horikoshi's structure of cupriferous pyrite deposits in schist. *Econ. Geology*, vol. 45, No. 5, 1950.
- Clough C. T., Maufe H. B. and Bailey E. B. The Cauldron subsidence of Glen-Coe and the associated igneous phenomena. *Quarter. Journ. Geol. Soc. of London*, vol. LXV, 1909, p. 611.
- Crosby W. O. Archean-Cambrian contact near Manitou, Colorado. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 10, 1899, p. 146.
- Daly R. A. Metamorphism and its phases. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 28, 1917, pp. 375—418.
- Dane C. L., Bridge I. Buried and resurrected hills of Central Ozarks. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 16, No. 7, 1932.
- Darton N. H. Some structural features of the Northern Anthracite Coal Basin, Pennsylvania. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 193, 1940.
- Daubrée M. Expériences sur la schistosité des roches et sur les déformations de fossiles corrélatives de ce phénomène; conséquences géologiques qu'on peut en déduire. *Bull. Soc. Géol. de France*, 3 sér., tome 4, 1876, pp. 529—551.
- Daubrée A. Études synthétiques de géologie expérimentale. Paris, 1879.
- Deiss C. Stratigraphy and structure of southwest Saypo Quadrangle, Montana. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 54, No. 2, 1943.
- De Lury J. S. Correlation of schistosity and tectonic theory. *Am. Journ. Sci.*, vol. 239, No. 1, 1941.
- Dietz R. S., Menard H. W. Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 35, No. 9, 1951.
- Dixey F. The relation of the main peneplain of central Africa to sediments of lower Miocene age. *Quarter. Journ. Geol. Soc. of London*, vol. 101, pt. 3—4, 1945.
- Dorreen J. M. Rubble bedding and graded bedding in Talata formation of North-western Perse. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 35, No. 8, 1951.
- Dutton C. E. The Charleston earthquake of august 31, 1886. *Ninth Ann. Rept. US Geol. Survey*, 1889.
- Eardley A. J. Geology of the North-Central Wasatch Mountains. *Utah. Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 55, No. 6, 1944.
- Eardley A. J. Structural geology of North America. N.-Y., 1951.
- Emmons W. H. On the origin of certain systems of ore-bearing fractures. *Transact. Am. Inst. Min. Metal. Eng.*, vol. 115, 1935.
- Fairbairn H. W. The stress-sensitivity of quartz in tectonites. *Tscherm. Mineral. u. Petr. Mitt.*, Bd. IV, H. 1—4, 1954.
- Felkel E. Gefügestudien an Kalktektoniten. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, Bd. LXXIX, H. 1, 2, 1929.
- Forrester J. D. Structure of the Uinta Mountains. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 48, No. 5, 1937.
- Fourmarier P. Schistosité et grande tectonique. *Bull. Soc. Géol. Belgique*, t. 76, n° 8, 9, 10, 1953.
- Frederickson A. F. The behavior of some diabase and basalt dilation dikes. *Econ. Geology*, vol. 45, No. 3, 1950.
- Freeman L. B. Regional aspects of Silurian and Devonian subsurface stratigraphy in Kentucky. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 35, No. 1, 1951.
- Fuller M. L. The new Madrid earthquake. *US Geol. Survey, Bull.* 404, 1912.
- Gallagher D., Siliceo R. P. Geology of the Huahuaxtla Mercury district. *US Geol. Survey, Bull.* 960—E, 1948.
- Gardner J. H. Rock distortion on local structures in the oil fields of Oklahoma. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 6, No. 3, 1922.
- Gardner L. S. The Hurricane fault in South-Western Utah and North-Western Arizona. *Am. Journ. Sci.*, vol. 239, No. 4, 1941.
- Gilbert G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. *US Geogr. and Geol. Survey Rocky Mt. Region*, 1877.
- Gilbert G. K. Lake Bonnevil. *US Geol. Survey, Monograph* 1, 1890.
- Gilbert G. K. Studies of Basin Range structure. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 153, 1928.
- Gilbert J. K. The transportation of debris by running water. *US Geol. Survey Prof. Paper*, 86, 1914.
- Goodspeed G. E. Dilation and replacement dikes. *Journ. of Geology*, vol. 48, 1940, pp. 175—195.
- Goranson R. W. „Flow“ in strassed solids: an interpretation. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 51, No. 7, 1940.
- Granö J. G. Les formes du relief de l'Altai russe et leur genèse. *Fennia*, 40, n° 2, 1917.
- Granö J. G. Das Formengebäude des nordöstlichen Altai. *Pub. Inst. Geogr. Univ. Turkuensis*, Nr. 20, 1945.
- Gregory J. W. The Rift valleys and geology of East Africa, 1921.
- Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. *Journ. of Geology*, vol. 44, No. 5, 1936.
- Griggs D. T. Deformation of single calcite crystals under high confining pressures. *Am. Mineralogist*, 23, No. 1, 1938, p. 28.
- Griggs D. and Bell J. Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 49, No. 11, 1938.
- Griggs D. T. Creep of rocks. *Journ. of Geology*, vol. 47, No. 3, 1939.
- Griggs D. T. Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. *Bull. Am. Geol. Soc. of America*, vol. 51, No. 7, 1940.
- Grout F. F. Internal structures of igneous rocks. *Journ. of Geology*, vol. 26, 1918, pp. 439—458.
- Günzler-Seiffert H. Ueber den Mechanismus einiger liegender Falten. *Ecl. Geol. Helvetiae*, vol. 37, Nr. 2, 1944.
- Haarmann E. Die Oszillations-Theorie, Berlin, 1930.

- Haarman E. Um das geologische Weltbild, Berlin, 1935.
- Hammer S. Recent developments in gravity prospecting. *Quart. Colorado School Mines*, vol. 45, No. 4 A, 1950.
- Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales. *Bull. Soc. Géol. de France*, II sér., t. 28, 1900.
- Hedberg H. D. The effect of gravitational compaction on the structure of sedimentary rocks. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 10, No. 11, 1926.
- Heim A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. 1—2 und Atlas. Basel, 1878. Русский реферат Е. С. Федорова, *Горн. журн.*, № 3, 1882.
- Heim A. *Geologie der Schweiz*, Bd. 1, 2, Leipzig, 1919—1922.
- Hewett D. F. Late Tertiary thrust faults in the Mojave desert. *Proceed. Nat. Acad. Sci., US*, 14, 1928, pp. 7—12.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 64, No. 4, 1953.
- Hill R. T. Two limestone formations of the Cretaceous of Texas which transgress time diagonally. *Science*, vol. 53, 1921, pp. 190—191.
- Hills E. S. *Outlines of structural geology*, London, 2 ed., 1943.
- Hubbert M. K. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 48, No. 10, 1937.
- Hunt C. B. Igneous geology and structure of the Mount Taylor volcanic field New Mexico. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 189—B, 1938.
- Jeffreys H. *Earthquakes and mountains*, 2 ed., London, 1950.
- Jeffreys H. *The Earth, its origin, history and physical constitution*, 3 ed., London, 1952.
- Johnson D. Geomorphological aspects of rift valleys. *Intern. Geol. Congr., Compte Rend. XV Sess.*, vol. II, Pretoria, 1930.
- Joliffé A. W. Structures in the Canadian shield. *Transact. Geophys. Union*, pt. II, 1942.
- Jones C. T. Geology of the rift valleys of eastern Africa. *Tulsa Geol. Soc. Digest*, vol. 16, 1948.
- Keith A. *Geological atlas US. Roan. Mtn. Folio*, US Geol. Survey, Atlas 151, 1907.
- Kesler T. L. Geology and mineral deposits of the Cartersville district, Georgia. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 224, 1950.
- Kienow S. Crundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungs-vorgänge. *Fortschr. Mineral., Kristall. u. Petrographie*, Bd. XIV, H. 46, 1942.
- King P. B. Geology of the Southern Guadalupe mountains, Texas. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 215, 1948.
- King P. B. Tectonic framework of Southeastern United States. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 34, No. 4, 1950.
- Kolsky H. *Stress waves in solids*, Oxford, 1953.
- Konobejewski S. und Mirer I. Die röntgenographische Bestimmung elastischer Spannungen in gebogenen Kristallen. *Zeitschr. Kristall., Mineral. u. Petrographie*, Abt. A, Bd. 81, H. 1—2, 1932, S. 69.
- Kraus E. Überlegungen zur Geodynamik. *N. Jahrb. Miner.*, Bd. 70, Beil.-Bd., 1933.
- Kraus E. *Der Abbau der Gebirge*. Bd. I. *Der alpine Bauplan*, 1936.
- Krumbein W. C. Criteria for subsurface recognition of unconformities. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 26, No. 1, 1942.
- Lahee F. H. *Field geology*, 4 ed., 1941.
- Lamont A. First use of current-bedding to determine orientation of strata. *Nature*, vol. 145, 1940, pp. 1016—1017.
- Lamplugh G. W. The structure of the Weald and analogous tracts. *Quarter. Journ. Geol. Soc. of London*, vol. 75, 1919, pp. 73—95.
- Leith C. K. Rock cleavage. *US Geol. Survey, Bull.* 239, 1905.
- Lemke E. *Der tektonische Bau des Gebiets zwischen Vogelsberg und Rhön. Geotektonische Forschungen*, H. I, 1937.
- Levinson-Lessing F. J. Ueber die Raumbildung grosser flacher Intrusivlager. *Min., Petr. Mitt.*, Bd. 43, 1932, S. 271—282.
- Leuchs K. *Geologie von Asien*, Bd. I, Berlin, 1935.
- Lillie A. R. Notes on the geological structure of New Zealand. *Transact. and Proceed. Roy. Soc. New Zealand*, vol. 79, pt. 2, 1951.
- Link A. The origin and significance of anticlinal faults as revealed by experiments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 11, No. 8, 1927.
- Ljungner E. Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrakküste. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, vol. 21, pt. I, 1927.
- Longwell C. R. The mechanics of orogeny. *Am. Journ. Sci.*, vol. 243-A, 1945.
- Longwell C. R. Megabreccia developed downslope from large faults. *Am. Journ. Sci.*, vol. 249, No. 5, 1951.
- Lötze F. *Steinsalz und Kalisalze Geologie*. Berlin, 1938.
- Loughlin G. F., Koschmann A. H. Geology and ore deposits of the Cripple Creek district. *Proceed. Sci. Soc. of Colorado*, vol. 13, No. 6, 1935.
- Loughlin C. F. and Koschmann A. H. Geology and ore deposits of the Magdalena mining district, New Mexico. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 200, 1942.
- Lovering T. S. Field evidence to distinguish overthrusting from underthrusting. *Journ. of Geology*, vol. 40, 1932, pp. 651—663.
- Lovering T. S. Preliminary map showing the relations of ore deposits to geologic structure in Boulder county, Colorado. *Proceed. Sci. Soc. of Colorado*, vol. 13, No. 3, 1932.
- Lowe K. E. Storm King granite at Bear mountain. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 61, No. 3, 1950.
- Lugeon M. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. Géographie*, t. X, 1901.
- Lyons J. B. Metamorphism of sediments of the deep wall near Wasko, California. *Journ. of Geology*, vol. 48, 1940, pp. 436—443.
- McDonald D. F. M. Some factors of Central American geology. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 4, No. 3, 1920.
- McKee E. D. Original structures in Colorado river flood deposits of Grand Canyon. *Journ. Sed. Petrology*, vol. 8, 1938, pp. 77—83.
- Macovei G. Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Ass. Avanc. Géol. Carpates. 2 Réunion Roumanie, Bucarest*, 1927.
- Macovei G. et Stefanescu D. Les gisements de pétrole de Roumanie. *Karp. i przedgórze*, III, 1935.
- MacQuown W. C. Structure of the White river plateau near Glenwood Spring's, Colorado. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 56, No. 10, 1945.
- Mansfield G. R. Geography, geology and mineral resources of southeastern Idaho. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 152, 1929.
- Margerie E. et Heim A. Les dislocations de l'écorce terrestre. Zürich, 1888.
- Martini H. J. Grossschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. *Geotekt. Forsch.*, H. I, 1937.
- Matthes F. E. Geologic history of the Yosemite valley. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, 160, 1930.
- Mayo E. B. Sierra-Nevada pluton and crustal movement. *Journ. of Geology*, vol. 45, No. 2, 1937.
- Mead W. J. Folding, rock flowage and foliate structures. *Journ. of Geology*, vol. 48, No. 8, 1940.
- Milch L. Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. *Fortschr. Mineral. Kristall. u. Petrographie*, II, 1912.
- Misch P. Der Bau der mittleren Südpirenen. *Abhandl. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math-Phys. Klasse*, III F., H. 12, 1934.
- Mitchell G. H. The geology of the northern part of the South Staffordshire Coal-field. *Geol. Survey Great Britain, Wartime Pamph.*, No. 43, 1945.
- Mixius F. K. Das hessische Grabengebiet in Süden der Sollingscholle. *Geotekt. Forsch.*, H. 5, 1940.
- Miyabe N. Deformation of Earth crust in California. *Bull. Earthquake research Inst.*, vol. 8, pt. I, Tokyo, 1930.
- Modell D. Ring-dike complex of the Belpnap-Mountains. *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 47, 1936, pp. 1885—1932.
- Monett V. E. Possible origin of some of the structures of the Middle Continent oil field. *Econ. Geology*, vol. 17, No. 3, 1922.

- Morgan A. L. Structural analysis of Delta Farms field, Lafourche Parish, Louisiana. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 37, No. 12, 1953.
- Mrazec L. Ueber die Bildung der rumänischen Petroleum Lagerstätten. 3 Congr. Intern. Petrole, t. 2, Bucarest, 1907.
- Mrazec L. O diapirizmie. Karpaty i Przedgórze, t. III, 1935.
- Nodai A. Theory of flow and fracture of solids, N.-Y., 1950.
- Nelson V. E. and Church V. Critical structures of the Gros Ventre and Northern Hoback ranges, Wyoming. Journ. of Geology, vol. 51, No. 3, 1943.
- Nettleton L. L. Fluid mechanics of salt domes. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 18, No. 9, 1934.
- Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt dome formation. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 27, No. 1, 1943.
- Nevin C. M., Sherrill K. E. Studies in differential compaction. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 13, No. 1, 1929.
- Nevin C. M. Structural Geology, 3 ed., N.-Y., 1942.
- Niggli P. Ueber Verbindungen von extrem leichtflüchtigen mit extrem schwerflüchtigen Komponenten in besonderer Berücksichtigung minerogenetischer Probleme. N. Jahrb. Min., 1914.
- Nolan T. B. Notes on the stratigraphy and structure of the northwest portion of Spring mountain, Nevada. Am. Journ. Sci., vol. 17, 1929, pp. 461—472.
- Norton W. N. A classification of breccias. Journ. of Geology, vol. 25, 1917.
- Newhouse W. H. Ed. Ore deposits as related to structural features. Princeton, 1942.
- Pannekock van Rheden J. J. Map of the pre-pleistocene subsoil of S. Limburg. Intern. Geol. Congr., Compt. Rend. XV Sess., vol. II, Pretoria, 1930.
- Park C. F., Cannon R. S. Geology and ore deposits of the Metaline quadrangle, Washington. US Geol. Survey, Prof. Paper, 202, 1943.
- Parker T. J., McDowell A. N. Scale models as guide to interpretation of salt dome faulting. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 35, No. 9, 1951.
- Parsons W. H. Volcanic centers of the Sunlight area, Park County, Wyoming. Journ. of Geology, vol. 47, No. 1, 1939.
- Phillips F. C. A fabric study of some Moine schists and associated rocks. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, vol. XCIII, 1937, pp. 591—594.
- Polanyi M. und Schmidt E. Ist das Gleitreibung vom Druck normal zu den Gleitflächen abhängig? Zeitschr. Physik, Bd. 16, 1923.
- Poulter T. C., Wilson R. O. The permeability of glass and fused quartz to ether, alcohol and water of high pressure. Phys. Review, vol. 40, No. 5, 1932, p. 877.
- Pruvost P. Sedimentation et subsidence. Livre jubilaire centenaire Soc. Géol. de France, t. II, 1930.
- Rastall R. H. Sedimentary formations of abnormal thickness. Geol. Magazine, vol. 76, 1939, pp. 322—326.
- Reed F. R. C. The geology of the British Empire, 1949.
- Rejtő A. Einige Prinzipien der theoretischen mechanischen. Technologie der Metalle, 1927.
- Rice H. M. A. Cranbrook map area, Canada. US Geol. Survey, mem. 207, 1937, p. 30.
- Richey J. E. The geology of North Ayrshire. Geol. Survey Scotland, memoirs, 1930, p. 69.
- Richter G. und Teichmüller R. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abhandl. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III F., H. 7, 1933.
- Richter G., Pilger A. Korsika, Alpen, Pyrenäen, Abhandl. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III F., H. 19, 1939.
- Rodgers J. La tectonique d'écoulement par gravité. Am. Journ. Sci., vol. 249, No. 7, 1951.
- Roš M. und Eichinger A. Versuche zur Klärung der Frage der Bruchgefahr, III. Metall. Eidgenoss. Mat. Prüf. Anst., Diskussionsbericht, Nr. 34, Zürich, 1929.
- Sacco F. Le zone paraclasiche dell' Africa orientale. R. Accad. Sci. Torino, Cl. Sci., Atti, vol. 75, t. I, 2, 1940, pp. 223—240.
- Sander B. Zur Granittektonik, Mikrotektonik u. s. w. Verhandl. Geol. Bundesanst., Nr. 4, 1923.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.
- Sander B. und Sachs G. Zur röntgenoptischen Gefügeanalyse von Gesteinen. Zeitschr. Krist., Bd. 75, H. 5/6, 1930, S. 550.
- Sander B. Petrofabric and orogenesis. Am. Journ. Sci., vol. 28, 1934, pp. 37—50.
- Sander B. Contributions to the study of depositional fabrics rhythmically deposited Triassic limestones and dolomites. Am. Journ. Sci., vol. 249, No. 9, 1951.
- Sander B. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, Wien, Teil I, 1948; Teil 2, 1950.
- Schad A. Die Bedeutung der Bohrung Karlsruhe I für die Beurteilung des Tertiärs im Rheingraben. N. Jahrb. Mineral. Geol. u. Paläontologie, Abhandl. 97, H. 1/3, 1953.
- Schaffer F. X. Geologie von Österreich. Wien, 1951.
- Schmidt W. Tektonik und Verformungslehre. Berlin, 1932.
- Schwinner R. Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. Vulkanologie, 5, 1919.
- Scottford D. M. Structure of the Sugarloaf mountain area, Maryland, as a key to Piedmont stratigraphy. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 62, No. 1, 1951.
- Sederholm J. Ueber die finnländischen Rapakivigesteine. Tscherm. Mineral. u. Petrogr. Mitt., XII, 1891.
- Seidl E. Hohlformdruck-Tektonik, erläutert an Mulden- und Sattelformen des Appalachischen und des Ruhr-Lippe Steinkohlengebietes. Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., 85, 2, 1933, S. 118—133.
- Shackleton R. M. Contribution to the geology of the Kavirondo rift valley. Quart. Journ. Geol. Soc. of London, vol. CVI, pt. 4, 1951.
- Shand S. J. The geology of Pilansberg. Transact. Geol. Soc. S. Africa, vol. XXXI, 1928, p. 91.
- Siever R. The Mississippian-Pennsylvanian unconformity in Southern Illinois. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 35, No. 3, 1951.
- Sitter L. U. de. The Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. Am. Journ. Sci., vol. 250, No. 4, 1952.
- Smoluchowski M. Versuche über Faltungserscheinungen schwimmender elastischer Platten. Anz. Akad. Wiss. Krakau, 1909.
- Stamp L. D. On cycles of sedimentation in the Eocene strata of the Anglo-Franco-Belgian Basin. Geol. Magazine, vol. 58, 1921.
- Steinmann G. Gebirgsbildung und Massengesteine in der Kordillere Südamerikas. Geol. Rundschau, Bd. I, 1910.
- Stenzel H. Tektonik des Lausitzer Granitmassivs. Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 96, 1924.
- Stille H. Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau, Bd. 8, H. 3—4, 1917.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Stille H. The upthrust of the salt masses of Germany. Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists, vol. 9, No. 3, 1925.
- Stose A. J. and G. W. Geology of the Hanover-York district, Pennsylvania. US Geol. Survey, Prof. Paper, 204, 1944.
- Structural geology of Canadian ore deposits, 1948.
- Suess E. Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1883—1901.
- Suess F. E. Bericht über eine geologische Exkursion nach Haazenberg in Bayrischen-Walde. Sitzungsber. Acad. Wiss., Math-Nat. Klasse, Abt. A, Bd. 134, 1925.
- Terra H., de. Himalayan and Alpine orogenies. Intern. Geol. Congr., Rep. XVI Sess., vol. 2, Washington, 1936.
- Törnebohm A. E. Ueber die grosse Ueberschiebung im Skandinavischen Hochgebirge, Compt. Rend. IX Congr. Intern. Geol., 1903.
- Trefethen I. M. Some features of the cherts in the vicinity of Columbia, Missouri. Am. Journ. Sci., vol. 245, 1947, pp. 56—58.
- Tsuboi C. Deformations of the Earth's crust dislocated by geodetic measurements. Ergebn. Kosm. Phys., Bd. IV, Leipzig, 1939.
- Turner F. J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. of America, mem. 30, 1948.
- Twenhofel W. H. and collab. Treatise on sedimentation. Baltimore, 1932.
- Tweto O. Form and structure of sills near Paudo, Colorado. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 62, No. 5, 1951.



Umpleby J. B., Westgate L. G., Ross C. P. Geology and ore deposits of the Wood river region, Idaho, US Geol. Survey, Bull. 814, 1930.

Vanderwilt J. W. The occurrence and production of molybdenum. Colorado School Mines Quarterly, vol. 37, No. 4, 1942.

Van-Hise C. R. Deformation of rocks, pt. III. Cleavage and fossility. Journ. of Geology, vol. 4, 1896 a.

Van-Hise C. R. Principles of North American Pre-Cambrian geology. US Geol. Survey, Ann. Rpt., 16 (1), pp. 571—843; Am. Journ. Sci. (4) 2, 1896 b, pp. 205—213.

Veit E. Molasse und alpin-karpatischer Ueberschiebungsrand in Niederösterreich und Südmöhren. N. Jahrb. Mineral., Geol. u. Paläontologie, Abhandl. 97, H. 1/3, 1953.

Vogt I. The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. Journ. of Geology, vol. 31, 1923.

Vogt T. Flowage structures and ore deposits of Caledonides of Norway. Rpt. XVIII Sess. Intern. Geol. Congr., pt. XIII, 1952, pp. 240—244.

Wagner P. A. On the magmatic nickel deposits of the Bushveld complex in the Bustenburg district. Geol. Survey S. Africa, mem. 21, 1924.

Walther J. Einleitung in die Geologie, 1894.

Walton M. S., O'Sullivan R. B. The intrusive mechanics of a clastic dike. Am. Journ. Sci., vol. 248, No. 1, 1950.

Waterschoot van der Gracht W. A. J. A structural outline of the variscan front and its foreland from South-Central England to Eastern Westphalia and Hessen. Compt. Rend. 2 Congr. avanc. étud. stratigraphie carbonifère, t. III, 1938.

Wayland E. J. Rift valleys and Lake Victoria. Intern. Geol. Congr., Compt. Rend. XV Sess., vol. II, Pretoria, 1930.

Wayland E. J. Peneplains and some other erosional platforms. Ann. Rep. and Bull. Geol. Survey Uganda, 1933.

Wayland E. J. Peneplains of East Africa. Geogr. Journ., vol. LXXXIII, No. 1, 1934.

Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. Journ. of Geology, vol. 38, 1930.

Wellman H. W. and collab. The Alpine schists and the upper Triassic of Harpers Pass, South Isl. New Zealand. Transact. and Proceed. Roy. Soc. New Zealand, vol. 80, pt. 2, 1952.

White W. S., Johns R. H. Structure of Central and East-Central Vermont. Journ. of Geology, vol. 58, No. 3, 1950.

Williams H. Volcanoes of the Paricutin region, Mexico. US Geol. Survey, Bull. 965-B, 1950.

Williams J. S. Stratigraphy and fauna of the Louisiana limestone of Missouri. US Geol. Survey, Prof. Paper, 203, 1943.

Wilser J. Die Entwicklungstadien des südlichen Rheintalgrabens. N. Jahrb. Mineral., Beil.-Bd. 57, 1929.

Wilson J. F., Veytia M. Geology and manganese deposits of the Lucifer district. US Geol. Survey, Bull. 960—F, 1949.

Wilson M. E. Structural features of the Keewatin volcanic rocks of western Quebec. Bull. Soc. of America, vol. 53, No. 1, 1942, pp. 53—64.

Woodworth J. B. Original micaceous crossbanding of strata by current action. Am. Geologist, vol. 27, 1901, pp. 281—283.

Wright T. E. Schistosity by crystallization — a qualitative proof. Am. Journ. Sci., 4 ser., vol. 22, 1906, p. 226.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ <sup>1</sup>

- Абиссальные интрузии **395—399**
- Абразионная поверхность (см. пенеплен)
- Автометасоматоз 349, 395, 398, 399
- Автохтон 307, 309, 334
- Альпийская эпоха складчатости 182, 209
- Альпинотипные структурные формы (см. складчатость альпинотипная)
- Аллохтон 307, 309, 334
- Амплитуда смещения 278, 283, 288, 293, 294—295, 307, 310, 322, 325, 326, 331, **333—338**
- Аномалия геофизическая 149—152
- Антеклиза **223—224**
- Антиклиналь 63, **116—124**, 195, 209, 215—218, 284, 287, 353, 355, 359
- килеобразная 142, 204, 211, 212, 310
- Антиклинорий **138—140**, 345, 398, 399, 404
- аномальный **139**
- нормальный **138—140**
- Апикальные части интрузивов **341, 355, 378, 395**
- Ассимиляция 343, 344, 367, 379, 395
- Астеризм в рентгенограммах **22, 23**
- Базальный слой 97, 98, 194, 324, 343, 450
- конгломерат (см. конгломерат базальный)
- Бассейн
- морской **96**
- наложенный 189, 190, **205—208, 312—313**
- Батолит 192, **340—342**, 345, 346, 355—357, 362, 376, 394, 395
- Блочные движения 319—320
- Бок
- висячий 266, 278—279, 284, 285, 287, 334
- лежащий 266, 278—279, 284, 285, 287
- складки 116
- Брахантиклиналь 119
- Брахисинклиналь 119
- Брахискладки (см. складки брахиформные)
- Брекчи **326—329**
- вулканические **328—329**
- глыбовые 305, **330—331**
- гравитационного обрушения 327, 328, 331
- межформационные 142, 145, 310, 450
- осадочные 98, 327, 328, 450
- тектонические 135, 142, 145, 217, 218, 309, 310, **326—329, 330, 333, 450**
- Будинаж 62, 232, 390
- Вал 188, 195, 225, **227—228**
- Варисская (вариссийская) эпоха складчатости **182**

<sup>1</sup> Жирным шрифтом выделены важнейшие ссылки.

- Веретенновидные формы 259, 263, 370, 400  
 Взброс 134, 135, 172, 173, 207—208, 214, 219, 221—223, 278—279, 280—286, 310, 311, 314, 316, 317, 325, 327, 335, 336  
 краевой прототектонический 369, 384, 410—411  
 чешуйчатый 285—286  
 Взбросо-надвиг 171—173, 219, 284, 286, 288—291, 311, 314, 317, 389  
 Взбросо-сдвиг 288—290, 335  
 Виды деформаций 17  
 Виргации 169, 171  
 Внешнее вращение при деформации 64, 68  
 Внутриинтрузивные тела 369, 379—380, 384—385  
 Воздымание осей складок (см. ундуляция осей)  
 Возрожденная подвижная зона 10, 171, 172—174, 188—189, 191, 194—195, 210, 211, 390  
 Волноприбойные знаки 154—158  
 Волокнистость (см. ориентировка линейно-параллельная)  
 Волочение 136—137  
 Впадины  
 глубокоководные 110, 111  
 передовые, предгорные, межгорные (см. прогибы)  
 наложенные 14, 311  
 Вращательные направленные усилия 43—45, 53—56, 190  
 Вращение  
 внешнее 64, 68, 69, 236  
 внутреннее 63, 64, 236  
 Вращение главных осей деформации 43—44, 55, 63, 64  
 Вращение плоскостей скалывания 44, 46, 54, 55  
 Временное сопротивление 27, 28, 32, 50, 70, 71, 375  
 Время (скорость, длительность) деформации 23, 30—32, 33, 228, 447, 448  
 Всестороннее давление (растяжение, сжатие) 24, 32, 33, 42, 43, 49, 50, 68—71, 447  
 Вулканизм 312, 317, 319—322, 349, 356—360, 365, 368, 391, 411—416  
 Вулканическое жерло (некк) 367—368, 413
- Выклинивание слоя, пласта 73—74  
 Вязкое разрушение 27, 47, 52  
 Вязкость 34, 228, 447
- Гарполит 340—343, 346, 355, 391, 393, 404, 406—407  
 Генезис  
 кливажа 245—258  
 складчатости 62—66, 125—135, 162—191  
 трещин 18, 24—26, 27—30, 46—57, 61—66, 235—258  
 слоистой структуры 87—96  
 Геоантиклиналь 9, 188—189, 190, 197, 198, 201, 203, 347, 390, 399  
 Геодепрессия 163  
 Геологическое картирование 15, 76—87, 90—93, 96—115, 116—125, 137, 147—149, 251—252, 265—276, 282—283, 301—303, 323—334, 338, 399—416, 417, 418, 445  
 Геоморфологическое выражение тектонических структур 15, 169—174, 211, 267, 268, 286—287, 291, 293—297, 304, 305, 307—309, 316, 318, 329, 330  
 Геосинклиналь (геосинклиальная область) 9—14, 110, 111, 113, 114, 127—133, 135, 169—171, 174—178, 181—187, 188—208, 215, 347, 355, 356, 390, 391, 399, 404—411, 425, 426, 430—431, 448  
 Геотектоника 3—4, 6—16, 108—115, 127—128, 311, 312  
 Геотумор 163  
 Геофизические методы 149—152, 221—222  
 Германотипные структурные формы (см. складчатость германотипная)  
 Герцинская эпоха складчатости 182, 209  
 Гидростатическое давление (растяжение, сжатие) 24, 32, 33, 42, 43, 49, 50, 68—71, 447  
 Гидротермальные изменения 328, 349, 356—359, 363, 384, 398  
 Гипабиссальные интрузии 358, 360, 395—399  
 Гипотезы геотектонические  
 Амперера (всасывания) 4, 163, 305  
 Белоусова 4, 163, 181, 311—312
- Гипотезы  
 Ван Беммелена 4, 163  
 контракционная 4, 162—169, 311—312  
 Хаармана 4, 163, 169  
 рифта 314—318  
 рампа 315—318  
 волновые 181, 448  
 Гипотезы деформации горных пород 45—61  
 Беккера 58—61  
 Гистерезис 18—19  
 Главные направления напряженного состояния и деформации 36—45, 58—61  
 Главные напряжения 40—42, 448  
 Главные оси деформации 40—41, 42—44, 46, 52—56, 63—64, 127—128  
 Линии тектонические 333  
 Глубина складчатости 145—146  
 Глубинность интрузий 394—399  
 Глубинный разлом (см. также зона смятия) 13, 102, 181, 182, 188—189, 201, 288, 291—303, 317, 406, 407  
 Г. убоководные впадины 110, 111  
 Г. убокофокусные землетрясения 15, 70, 318  
 Гнейсы тектонические (см. также гранито-гнейсы) 232, 237, 298, 299, 306, 373—375, 392—393, 429, 430, 434, 435  
 краевые 373—375  
 Гомоклиналь 125  
 Горизонтальные тектонические смещения (см. сдвиги)  
 Горообразование (орогенез) 9, 10, 12—14, 111, 169—178, 181, 239, 261, 274—276, 277, 390  
 Горст 189, 228  
 Грабен 14, 15, 221, 228, 289, 303, 313—318, 358, 391  
 Гравиметрия 149—152, 193—194, 228  
 Градиент геотермический 181, 193, 196, 198, 258, 301  
 Гранитизация 257, 344—345, 346  
 Гранитная тектоника 368—394, 399—411  
 Гранито-гнейсы тектонические (см. также гнейсы) 298, 299, 373—375, 384, 392, 393, 410—411, 434, 435, 437, 438  
 Грануляция кристаллов 24, 429—437
- Гребни плутонов 341  
 Грязевые вулканы 216—219  
 Гука закон 18, 26, 28, 58
- Давление всестороннее, гидростатическое 17, 24, 32, 33, 42, 43, 49, 50, 68—71, 447  
 Дайки 198, 277—279, 311, 312, 319, 322, 323, 338, 347—349, 356, 359, 360—367, 371—373, 381—385, 392, 404, 405  
 кольцевые 365—366  
 конические 345, 365—366, 384, 448  
 осадочные (обломочные, песчанковые) 364  
 радиальные 345, 363—364, 365, 391  
 Движения тектонические  
 колебательные 11—13, 93, 94, 311, 312  
 орогенические (см. также горообразование) 10, 12—14, 181, 347  
 эпейрогенические 10—14, 29, 30  
 Двойникование деформационное (механическое) 21  
 Девиаторные напряжения 43  
 Делимость 234—237, 372—373  
 Денудационная поверхность (см. пенеплен)  
 Депрессии  
 тектонические 181, 188, 207—208  
 пород кровли плутонов 341  
 Деформационные пластинки 432—436  
 Деформация галек, ископаемых животных, оолитов 170, 177, 248, 259—261, 262, 411  
 Деформация 8, 17—71  
 вращательная 43—45, 55, 63, 64, 190  
 гармоническая (ритмически неоднородная) 46, 57, 65, 66, 129, 300, 301, 381, 386, 387, 448  
 двусная (плоская) 39, 59, 60  
 докристаллизационная 423, 424  
 невращательная 43, 44, 63, 189  
 неоднородная 46, 61—66  
 объемная (трехосная) 46, 51, 57—60, 169, 239, 449  
 однородная 35—45, 61  
 остаточная 19  
 паракристаллизационная 423, 424  
 пластическая 18—24, 27, 37, 46, 50—52, 54, 59, 60, 68—71, 125—127, 164—170, 447  
 плоская (см. двусная)  
 поперечная (пуассонова) 47, 48, 49

- Деформация  
 послекристаллизационная 423, 424  
 разрывная 18, 19, 24—28, 37, 45—52, 447  
 упругая 17—21, 26, 27, 51, 52, 54, 59, 164, 167, 168  
 упруго-пластическая (упруго-вязкая) 41, 42, 45, 55, 228  
 упруго-разрывная 55  
 хрупкая 18, 59
- Диagenезис, диагенезированные породы 245, 349, 395
- Диагональные переменычки (см. также кулидность) 211
- Диаграммы ориентировки 266, 267, 268—272, 273—276
- Диаклазы 237
- Диапиры (см. складки диапировые)
- Диастрофизм (см. тектогенез, орогенез, складки, трещиноватость, разрывы, магматические образования)
- Диатремы (см. трубки взрыва)
- Дизъюнктивы 277
- Динамическое содержание понятия — тектоническая структура 8, 45, 127—136, 187, 189, 190
- Динамометаморфизм 24, 25, 50, 58, 297—303
- Дислокация 356
- Дистема 93
- Дифференциация магмы 350, 356, 358, 359, 366, 376, 379, 391, 392, 395, 397
- Жерла вулканические (см. некки)
- Жесткость 34
- Жилы 288, 322, 323, 341, 360, 362, 363, 372, 378, 384, 386, 395  
 лестничные 362—363
- Закон  
 Вальтера 90  
 Головкинского — Иностранцева 89, 90  
 Гука 18, 26, 27, 58
- Залегание (см. также поверхность несогласия, перерыва)  
 ингрессивное 99  
 несогласное 97—102, 405  
 нормальное 118, 152—161  
 опрокинутое 118, 119, 152—161, 251—256, 350, 351  
 плащеобразное 107
- Залегание  
 регрессивное 93  
 трансгрессивное 93, 99, 100, 402
- Залежи интрузивные (см. интрузивные залежи)
- Замок складки 116, 118, 122, 266
- Замыкание складок (см. периклинальное и центриклинальное замыкания)
- Зеркало  
 сброса (скольжения) 266, 331—335, 337, 427—428  
 (уровень) складчатости 140, 141, 194, 212
- Зияние 278, 336
- Зона смятия 102, 196, 201, 260, 263, 265, 297—303, 375, 434
- Зоны закалки 349—350  
 осей деформации 38—40, 42, 53, 54, 56, 60, 238—239
- Зональность деформаций 66—67, 145, 146, 196
- Иероглифы 157, 158
- Изгиб 29, 30, 164
- Изменение объема при деформации 46, 57—58, 60
- Изогипсы 148, 149
- Изостраты 147, 148
- Ингрессивное залегание (см. залегание)
- Интрузии  
 абиссальные (см. абиссальные интрузии)  
 автономные (см. малые интрузии)  
 аккордантные 391  
 антиклинальные 391  
 гипабиссальные (см. гипабиссальные интрузии)  
 диапировые 390, 393  
 дискордантные 391  
 доорогенные 390  
 кольцевые 365—367  
 конкордантные 391  
 межформационные 342—343, 391  
 многофазные (сложные) 350, 360—361, 366—367, 379, 380, 391, 410, 411  
 несогласные 340, 354—368, 391  
 однофазные (простые) 350, 360—361, 391  
 поперечные 390, 391  
 послеорогенные 366, 390  
 синклинальные 391  
 синорогенные 390  
 сквозные 390  
 согласные 340, 346—354, 391
- Интрузии  
 субвулканические 356, 358, 391  
 трещинные 390, 391, 393  
 центрального типа 365, 391
- Интрузивные залежи (межпластовые или пластовые залежи, силлы) 346—350, 353—355, 358, 360, 364, 365, 392, 393, 397
- Инъецированные полосы 378—379
- Искривление при деформации 61, 62—66
- Каледонская эпоха складчатости 182
- Карты геологические (см. геологическое картирование)  
 структурно-геологические 147—149
- Катаклиз (см. структура катаклизическая)
- Квадранты сжатия и расширения 52—57, 134, 239, 449
- Киль складки 116
- Киммерийская эпоха складчатости 182
- Кинематическое содержание понятия — тектоническая структура 8, 45, 125—127, 187, 189, 190, 191
- Классификации  
 взбросов и надвигов 284—287  
 выклинивания слоев 73—74  
 деформаций 17—24, 26—30  
 интрузивов по Полканову 389—394  
 кливажа 245—258  
 ориентировок линейных и плоскостных 373—374  
 разрывов 278—279, 284—323, 325  
 складок — генетическая 187—233  
 кинематическая 125—127  
 морфологическая 117—125  
 слоистости 74—77  
 трещиноватости 234—258  
 элементов гранитной тектоники 369—387
- Кливаж 153, 154, 195, 235, 245—258, 362  
 волокнистый, ложный (см. поперечный)  
 межпластовый 253—255  
 осевой плоскости 129, 195, 248—252, 253, 255, 256, 259, 381  
 поперечный 198, 252—253  
 разлома 60, 246, 247, 253—256  
 скальвания 242, 246, 247, 253—254  
 слоевой 255—258, 449  
 течения 60, 175, 177, 198, 199, 245—252, 253, 255—258, 282, 425, 426  
 торцовый 258, 265
- Клиппены (см. экзотические скалы) 307, 308, 309, 449
- Колебательные движения (см. движения)
- Компетентные (жесткие) породы 136—146, 181, 310, 362
- Комплекс складчатый 136—146
- Комплексность деформаций 18, 19, 24, 33, 35, 45—52
- Конгломерат  
 базальный 89, 98, 104, 194, 274, 330  
 внутрiformационный 104
- Конические слои (см. дайки конические)
- Конкреции и стяжения 157
- Коннекция ленточных глин 86  
 флишевых отложений 83—87
- Консолидированные породы 67, 202, 282
- Контактный метаморфизм 301
- Контакты 301, 302, 310  
 магматические 340, 342, 347, 349, 350, 359, 364, 366, 377—379, 404  
 стратиграфические 330, 430, 431  
 тектонические 222—223, 330
- Координаты Зандера 419—421
- Кордильера 91
- Корни покрова 304
- Косая серия слоев 73, 155
- Коэффициент  
 вязкости 447  
 крепости 27  
 прочности 27
- Краевой прогиб (см. прогиб)
- Крепость вещества 27
- Крип 34
- Криптодиапир (см. складки криптодиапировые)
- Кристаллическая решетка 19—25
- Критические состояния материала 19, 50, 51
- Кровля интрузивных тел 341, 343—345, 349
- Круги Мора 38—40, 448
- Круговые сечения эллипсоида 44, 45, 58—60
- Кручение 29, 30
- Крылья  
 сброса 325, 334  
 складки 116—119, 201, 212, 213, 216, 222, 266, 284

Ксенолиты 160—161, 344—346, 351, 367, 369, 380, 386, 400, 413  
Кулисные (эшелонированные) структурные формы 13, 119—121, 169, 171, 190, 195, 197, 211, 215, 291, 293, 363, 391  
Жупола  
интрузивные 341, 350—351, 354, 355, 360, 376, 378, 386  
складчатые 120—122, 178—181, 214, 218, 220  
Лавовые потоки 321, 322, 348—350, 394, 411—416  
Лакколит 345, 350—352, 353, 355, 358, 364, 393, 397  
Ламинарное скольжение 24, 25, 54, 56, 61, 64—66, 129, 131, 236, 255, 274, 419, 420—423, 427, 437, 445, 448  
Лауэграммы 22, 23, 443  
Лестничные жилы (см. жилы лестничные)  
Линейная ориентировка (см. ориентировка)  
Линейное напряженное состояние 36—37  
Линии Людерса — Чернова 27, 37, 49, 50  
Линии течения (см. ориентировка линейно-параллельная)  
Линза 65, 66, 73, 300, 301, 379, 413—414  
Лополит 352—353, 392  
Магматические тела 279, 288, 289, 292, 302, 311, 316, 322, 323, 339—416  
Максимальные скалывающие напряжения 36—40, 44, 50, 51, 53—56, 58—61  
Малые интрузии 341, 354—360, 362, 398, 401—402, 406—407  
автономные 356—359  
субвулканические 356, 358, 360  
Масштаб (порядок) тектонических структур 7, 8, 188—189, 191  
Мегантиклинорий 140  
Мегасинклинорий 140  
Межгорный прогиб (см. прогиб)  
Межатомная пластическая деформация 24, 250—251  
Межзеренная пластическая деформация 24, 250—251  
Межпластовые залежи (см. интрузивные или пластовые залежи, силлы)

Межслоевое движение вещества (послойное течение) 126, 131, 136—137, 178, 188—190, 196, 210  
Межслоевое проскальзывание 63, 181, 247, 253—256, 310, 419  
Межформационные  
брекчии 142, 145  
залежи (тела) 340—343, 352, 357, 390, 393, 403—407  
срывы 142—143, 279, 310, 350, 450  
Метаморфизм 58, 237, 250—251, 256—257, 258—264, 285, 297—303, 331, 343—345, 349—350, 396—398, 423—424  
Метасоматоз 237, 297—303, 326, 344—345, 363, 372, 375, 395  
Методы  
коннекции ритмических осадков 83—87  
мощностей 110—111, 184, 201  
палеогеографический 108—109  
сечений 36, 48, 49  
фациального анализа 109—110, 184, 201, 309  
Мигматиты 341, 390  
Милониты 145, 300, 309, 327—328, 333, 406  
Модуль упругости 18, 28, 58  
Молассы 115, 169, 186, 187, 212—213  
Моноклираль 122, 124, 125, 212, 273  
Морфологический анализ 6, 7, 446  
Морфология складчатости 116—161  
Мощности осадочных отложений 110—111, 184, 201, 212, 215—217, 224  
Мульда 116, 167, 168  
наложенная 14, 189, 190, 205—208, 312  
Наволоч 279  
Надвиг (см. также покров) 170, 192, 205, 209, 211, 213, 214, 217, 279, 280—287, 297, 308, 309, 314, 325, 327, 328, 330, 331, 336  
складчатый 282, 284—285, 309  
чешуйчатый 211, 285—286  
эрозионный 286—287, 305, 328  
Налегание (см. залегание)  
Напряжение 17, 26—30, 35  
вращательное 64  
касательное (скалывающее, тангенциальное) 36—43, 50, 51  
нормальное 26—28, 36—43, 447

Напряженное состояние материала 35—45, 47—52  
линейное 36—37, 42, 58  
объемное 39—40, 58, 448  
плоское 37—39, 52  
Невращательная деформация (см. деформация невращательная)  
Невращательные направленные усилия 43, 44  
Некк (жерловина вулканическая) 348, 360, 367—368, 370, 371, 390  
Некомпетентные (пластичные) породы 136—146, 181, 310, 362  
Неконсолидированные породы 66  
Несогласие 96—108, 111, 112, 185, 330, 342  
географическое 100—102, 112  
ложное 102  
местное 102, 112, 182, 330, 331  
параллельное 102  
региональное 111, 112, 331, 342, 343  
скрытое 98  
трансгрессивное географическое 102  
угловое 97  
Новообразование минералов 24, 25, 50, 58, 237, 255—256, 301, 328, 365, 417, 421, 422, 423—424, 436  
Наэпизм 305  
Обстановка тангенциального сжатия, растяжения, радиального сжатия и растяжения (см. силы тангенциальные и радиальные)  
Объемное напряженное состояние 39—40, 53  
Односистемное скалывание 46, 55, 56, 59  
Океанические впадины 10  
Окна тектонические 307—309  
Опрокинутое залегание 118, 119, 152—161  
Ориентировка  
главных осей деформации 43—45, 52—57, 58—61, 63—64, 127, 129, 130, 133—135, 177, 221, 238—241, 261, 382, 383, 419, 420, 445  
зерен по строению 235, 236, 250—251, 422—423  
зерен по форме 236, 250—251, 422  
линейно-параллельная (волоконистость) 253, 254, 258—264, 299—300, 347, 348, 354, 369—374, 375, 376, 379—381, 388, 389, 399—400,

Ориентировка  
404—410, 432—433, 434—435, 437, 440, 442, 449, 450  
план-параллельная 235—237, 245—246, 367, 369, 370, 380, 399—400, 403, 404, 409—411  
породообразующих минералов  
доломита 441—443  
кальцита 437—441  
кварца 260, 261, 419, 424—437  
слюд 262, 430, 432, 433, 438, 444, хлорита 444, 445  
трещин 29, 30, 36—37, 40—41, 43—46, 48—50, 52—57, 58—62  
Орогенез (см. горообразование)  
Осадки мелководные и глубоководные 92—96, 110—111  
Осевая поверхность (плоскость) складки 54, 117, 118, 121—123, 138—139, 146, 177, 248, 249, 252, 255, 283  
Осевое  
растяжение 26—28, 43  
сжатие 28, 36—37, 43, 44, 53, 54  
Оси  
деформации 40—42, 43—45, 52, 53, 55, 56, 58—60, 63, 64  
координат по Зандеру 419—421  
складок 116—122, 209, 215, 232, 258, 262, 283, 299, 362, 381, 382  
Основная прочность 32, 33, 34  
Осцилляции 12  
Отделение по сбросу 336  
Отдельность 235, 243—244, 245  
матрацевая 244, 383  
параллелепипедальная 244  
призматическая 244  
столбчатая 244, 364, 365  
шаровая 244  
Отдых материала 23  
Отрыв 47—50, 51  
вязкий 52  
хрупкий 52  
Отход по сбросу 336  
Палеогеографический анализ 108, 109  
Пара сил 29, 30, 43, 53, 55, 59  
Параклазы 237  
Пенеплен (абразионная поверхность, поверхность выравнивания) 103, 165—167, 172, 185, 192, 285, 305  
Перегородки пород кровли в плутонах 410—411  
Передовой прогиб (см. прогиб)

- Перекрытие по сбросу 336
- Перемещения  
берегов 87—92, 95, 96, 99  
крыльев сброса 334, 335, 336
- Перемычки во впадинах 188
- Перерывы 96, 102, 105—108, 111, 112, 185, 328, 449  
скрытые 102
- Пересброс 336
- Периклинальное замыкание 118—121, 194, 197, 214, 219, 249, 250, 252, 253, 255, 257, 266
- Петротектоника (петроструктурный анализ, структурная петрология) 7, 8, 417—445
- Пирокласты 412—416
- Плагиоклазы зональные 395—398
- Плакантиклиналь 188—190, 224—228
- План деформации 40
- План-параллельная ориентировка (структура) см. ориентировка
- Пласт 73
- Пластическая деформация 18—24, 50—52, 58—61, 68—71
- Пластичность 34, 447
- Пластовые залежи (см. интрузивные залежи)
- Платформа 9, 113, 133—135, 178—181, 188—191, 223—233, 272—274, 284, 348, 355, 356, 366, 391, 393, 403—404, 429, 448, 449
- Плащеобразное облекание 107
- Пликативные структурные формы (см. складки и складчатость)
- Плоское напряженное состояние 37
- Плоскости  
максимальных скальвающих напряжений 36—40, 44, 51, 53—56, 58—61, 448  
скальвания (скольжения) 20—25, 27, 236, 237, 247, 384, 419—421, 427, 428, 449  
сплющивания 61, 62, 236, 237, 261
- Плоскость деформации 39
- Плутоны 339—411
- Поверхность  
выравнивания (см. пенеплен)  
несогласия (см. также залегание несогласное) 97, 103, 107—108, 405, 406—407
- Поверхность  
перерыва (см. также перерывы) 103, 107—108  
сброса 98, 278—279, 284—287, 331—337  
скальвания (см. плоскости скальвания)  
скольжения (см. плоскости скольжения)  
сплющивания (см. плоскости сплющивания)
- Погребенный рельеф 77, 79, 82, 101, 104, 106, 107
- Погружение осей складок (см. ундуляция)
- Подводные оползни 305, 330—331
- Подводящий канал 341, 353, 393, 406—407
- Поддвиг 205, 213, 214, 279, 287, 315, 316
- Подземный рельеф (см. погребенный рельеф)
- Подобия принцип 34—35, 447—448
- Поздняя тектоника плутонов (эпитектоника) 386, 387, 400—402
- Покров  
вулканический 321, 322, 348, 349  
гравитационный 212, 304, 307  
складчатый 309  
тектонический (см. также надвиг) 212, 279, 304—309, 334
- Ползучесть 21, 22, 34
- Полосатость 377—379, 380, 400
- Полосчатая структура (см. ориентировка план-параллельная)
- Полосчатость (см. ориентировка план-параллельная)
- Поперечная складчатость (см. складчатость поперечная)
- Порядок тектонических структур (см. масштаб тектонических структур)
- Послойное течение (см. межслоевое движение вещества)
- Потенциальная энергия кристаллической решетки 19—20
- Предел  
пропорциональности 27, 28  
прочности 27, 28, 53  
текучести 27  
упругости 27, 31, 165
- Предельные напряжения 26—28
- Предельные состояния материала 19, 50, 51
- Приведенное напряжение 49
- Прилегание слоев (параллельное, несогласное) 99, 101, 107
- Прогиб (впадина, депрессия) 114, 128, 133—135, 178—181  
краевой (передовой) 9, 169, 171, 183, 184, 188—191, 201, 203, 210—222, 284, 304, 307, 311  
межгорный 9, 174, 177, 183, 184, 201, 203, 210—222
- Пропласток 73
- Прослойка 73
- Простирание (см. элементы залегания)
- Прототектоника 368—386, 399—402, 403—411
- Прочность 27, 28, 447  
вязкая 51  
на разрыв 28, 32, 37, 71, 448  
на сжатие 28, 32  
на срез 28  
основная 32, 33, 34  
хрупкая 51
- Прочности коэффициент 27
- Прочности теории 19, 24, 46—51
- Прочность жидкости 24
- Птигматическая складчатость (см. складки птигматические)
- Пуассона коэффициент 48, 57, 58
- Пуассонова деформация 47, 48, 49
- Разлом (см. разрывные нарушения)  
Разлом глубокого заложения 13, 181, 182, 193, 201, 233, 291—303, 309
- Размах  
изоклинальных складок 199—201  
смещений по сбросам 336
- Размыты 77, 79, 160, 161, 449
- Разрушение материала 18, 19, 24—28, 37, 45—52  
вязкое 19, 27, 47, 52  
хрупкое 19, 47, 51
- Разрывная деформация (см. деформация разрывная)
- Разрывные нарушения (движения, разломы, разрывы) 7, 18, 19, 45, 192, 209, 215, 219—223, 273, 274, 277—338, 351, 357, 375, 390, 391, 398, 403
- Рамп 315—318
- Расплющивание (см. трещины и плоскости сплющивания)
- Рассланцевание (см. сланцеватость) 235, 297—303, 309, 326, 381, 407, 409, 433—434, 445
- Растяжение 26—28, 38, 47, 48, 51 57, 71  
земной коры (см. силы тангенциальные, растягивающие) 14, 15, 278, 311—318
- Регрессивная серия 81, 93, 449
- Регрессивное залегание (см. залегание регрессивное)
- Регрессия 83, 93
- Редукция геофизическая 149, 150, 151
- Релаксация 21—23, 31, 32, 228
- Рентгено-структурный анализ 22, 23, 442—445
- Реология 24
- Рикке принцип 237
- Ритмичность слоистости 78, 81—87, 448, 449
- Рифт 314—318
- Розы-диаграммы 268—269
- Рябь 154—158
- Саксонотипные структурные формы (см. складчатость саксонотипная)
- Сбросы 217, 219, 278—279, 324, 325, 334—337, 356  
блоковые 319—320  
гравитационные 281—282, 315  
мозаичные 319—320  
нормальные 134, 173, 205—207, 219—222, 278—279, 280, 285, 286, 291, 311—322, 325, 328, 329, 335, 386, 369, 386  
поперечные 198  
шарнирные 325, 337
- Сбросо-сдвиги 279, 311—322, 335, 338  
нормальные 335
- Свод складки (см. замок складки)
- Сводовые поднятия (см. складки коры)
- Сдвиг (в учении о деформации) 28, 32, 34, 43, 44, 59, 447
- Сдвиг (тектоническое нарушение) 13, 171, 190, 202, 241, 263, 278—279, 287—304, 316, 325, 334, 335, 338, 386, 391, 406, 407, 449  
левый 288  
правый 288, 291, 300  
поперечный, мелкого заложения 303
- Сдвигение 336
- Седловидные полости 131, 132, 181
- Сжатие 28, 36—40, 47—61, 62, 68—71, 440—441

**Силлы** (см. интрузивные залежи)  
**Силы** (в учении о деформации)  
вращательные (пара сил) 43, 44, 45, 53—56, 190, 241, 253—256, 287—294, 300, 386  
невращательные 43, 44  
упругости, внешние 17, 35—36, 39, 40, 42—45, 47, 48  
внутренние 17, 35—36, 47—49  
**Силы** (тектонические, в земной коре)  
радиальные (вертикальные), направленные вверх 4, 133, 163, 173, 177, 178, 181—182, 190, 216, 220—223, 224—225, 233, 245, 257, 258, 311  
радиальные (силы тяжести, гравитационные), направленные вниз 4, 163, 174, 175, 178, 190, 191, 211—213, 214, 284, 287, 304, 305, 307  
тангенциальные (боковые) сжимающие 4, 14, 133, 162—169, 172—182, 187—190, 191—205, 211, 214, 216, 219—220, 220—223, 224, 233, 281, 288, 304, 311, 312, 362, 382—283, 441  
тангенциальные (боковые) растягивающие 4, 187, 189, 190, 224—225, 277, 311—318, 322, 323, 361—362, 383  
**Синеклизы** 189, 190, 223—225, 227, 312, 313  
**Синклиналь** 63, 116—119, 121, 195, 209, 215, 218, 287, 407, 408  
наложенная 189, 311  
**Синклиорий** 138—140, 304, 345, 398, 399  
аномальный 139  
нормальный 138—140  
**Система координат Зандера** 419—420  
**Скалы экзотические** (см. клиппены)  
**Скальвание** (см. также плоскости скальвания) 25—29, 36—37, 44, 51, 53—56, 58—61, 426, 432, 440, 447  
**Складки** (см. также складчатость) 7, 116—233  
антиклинальные (см. антиклиналь)  
асимметричные 117, 136, 137, 212, 224, 225  
блокированные 138  
брахиформные 60, 119—121, 127, 166—167, 171, 172, 190, 196, 197, 211, 216, 241, 273  
веерообразные 121—123

**Складки** (см. также складчатость)  
волочения (см. пластического волочения) 136—137  
глубинные (см. складки коры)  
гребневидные (см. также килевые) 188, 189, 204—205, 210, 211, 216  
диапировые 122, 124, 126, 127, 133—135, 178—181, 188, 190, 196, 215, 216—223, 291, 449  
диапироидные 216  
изгиба с концентрическим скольжением 125, 126, 128, 129, 188, 189, 190, 196, 201—202, 203—204, 210, 211, 274, 426, 427  
изоклинальные 121—123, 188, 189, 199—201  
изометричные 122  
килевые (см. также гребневидные) 142, 204, 211, 212, 310  
концентрические (см. параллельные)  
коробчатые 122, 123, 188, 190, 201, 204  
коры (глубинные складки, глыбовые складки, сводовые поднятия, складки фундамента, складки большого радиуса) 164, 170—174, 181—182, 183, 188, 189, 191—195, 203, 211, 224, 311, 314—318  
косые 117  
криптодиапировые 216, 217  
криптодиапироидные 216  
кулоловодные 120—122, 127, 134, 135, 173, 178—181, 188, 190, 211, 214—223, 273  
лежащие 117, 144, 306, 307, 439, 440  
линейные 118, 119, 180, 195, 196, 214, 216  
малых радиусов (см. складчатость геосинклинальная)  
наклонные 117  
облекания 107, 178—179  
опрокинутые 117, 152, 153, 210, 214, 274—276, 284  
остроугольные 122, 123  
открытые 121, 123, 196, 201, 232, 258  
параллельные 122, 124, 131, 134, 189, 204  
первого вида 129, 188, 202  
второго вида 130, 131, 188, 232—233  
перевернутые 118  
пластического волочения 131, 132, 136—142, 152—153, 188—190, 202  
подобные 122, 124, 132, 134, 178, 179, 202, 204

**Складки**  
первого вида 129, 130, 131, 188, 191, 196, 202  
второго вида 131, 188, 203  
покровные (см. сорванные)  
последнего течения 126, 127, 130, 188  
прямые 117, 122, 129, 261  
птигматические 232, 233  
симметричные 117  
синклинальные (см. синклиналь)  
сжатые 121—123, 204, 210, 299  
скальвания 126, 129, 195—201, 202, 203, 210, 211, 274—276, 426, 439, 440, 441  
сорванные 188, 189, 192, 199, 210, 211, 303, 304  
стоячие (см. прямые)  
стулообразные 122, 123  
сундучные (см. коробчатые)  
течения 126, 133, 232  
угловатые (см. остроугольные)  
фундамента (см. складки коры)  
цилиндрические 118  
**Складкообразование** 162—187  
**Складчатость** 7, 11, 13, 14, 29, 62—67, 116—233, 245—264, 274—276, 281—285, 304—310, 389, 391, 398, 414—415, 419, 426, 427  
альпийская 170, 171, 183, 193, 194  
геосинклинальная (малых радиусов) 134, 164—187, 191—208, 214, 216, 222, 265, 274—276, 282, 284, 330, 331, 425, 426  
германотипная 170, 171  
глыбовая (см. складки коры)  
гравитационная 133, 174, 175, 188—191, 195, 197, 202—203, 211, 212  
дисгармоничная 136, 140—145, 176, 188, 190, 191, 201—204, 211, 217, 284, 310, 319, 328  
жестких пород 136—146, 196  
компетентная (см. складчатость жестких пород)  
некомпетентная (см. складчатость пластичных пород)  
пластичных пород 136—146, 196  
платформенная 134, 178, 201, 224—229, 232  
поперечная 119, 121, 197, 198, 253  
саксонотипная 170  
тяньшанетипная 171—173, 183, 317  
фундамента (см. складки коры)  
эжективная 204—205

**Складчатость**  
эшелонированная 188, 190  
**Склонение** 23, 33, 363  
**Скорость деформации** 30—32, 228, 447, 448  
**Скрещение** 334—336  
**Сланцеватость** (см. также рассланцевание) 235, 242, 243, 406, 407, 433—436, 445  
**Слоёк** 73  
**Сложенный слой** 200, 201  
**Слоистость** 72—96, 241—243, 255—258, 300, 346—350  
волнистая и волнисто-косая 75—76  
горизонтальная 74  
диагональная 75  
косая 74—75, 155, 159—160  
ленточная 74  
линзовидная 74—78  
параллельная 74  
первичная 72—96, 241—243, 300, 301  
перекрестная 76  
полосовидная 74  
прерывистая 74  
ритмичная 78—87, 160  
сложная 75  
упорядоченная 92, 93  
**Слой** 7, 73—96, 350, 448  
асинхронный 87—93, 449  
синхронный 88—90, 93  
**Сместитель** 334, 335, 337  
**Сокращение земной коры** 181, 220—223, 362  
**Смещение по разрыву** 334, 336  
**Соляная тектоника** 178—181, 189, 216—222  
**Сопряженные системы трещин скальвания** (см. трещины сопряженные)  
**Способы деформации** 26—30  
**Срез** 28, 29, 303, 304  
**Статическая нагрузка** 69, 179—180, 237, 287, 447, 448  
**Стресс** 17, 36  
**Структура горных пород, тектоническая** 6, 7  
катакластическая 69, 327, 351, 372, 424, 425  
линейная (см. ориентировка)  
план-параллельная (см. ориентировка)  
полосчатая (см. ориентировка)  
**Структурная петрология** (см. петротектоника)

- Структурная терраса 188, 190, 226
- Структурные  
единицы земной коры 8—10  
формы 7—8
- Структурный  
нос 188, 226, 273  
уступ 188, 190, 226—227
- Субвулканы (см. интрузии субвулкани-  
ческие)
- Тангенциальное (боковое) сжатие (см.  
силы тангенциальные, сжимающие)
- Тафрогенез (см. силы тангенциальные,  
растягивающие и рифт)
- Твердость жидкостей 24
- Текстура 8
- Тектогенез (см. орогенез, складки, раз-  
рывы)
- Тектоника гранитная 368—387  
первичная (протомагматическая)  
368—386  
постмагматическая (эпитектоника)  
386—387
- Тектониты 417—446
- Тектонические движения земной коры  
10—15
- Теории деформаций  
объединенная теория прочности 47,  
51, 52  
пластичности 17—26, 45  
предельных состояний 19  
прочности 19, 24, 45—51  
упругости 17—18, 35—40 41, 45, 46,  
58
- Течение пород в твердом состоянии 24,  
27, 31, 54, 59, 60, 165—169, 175—178,  
259, 263, 375
- Тихоокеанская эпоха складчатости 182
- Трансгрессивная серия слоев 81, 93,  
449
- Трансгрессивное залегание (см. залега-  
ние)
- Трансгрессия 83, 93
- Трансляция (слоев кристаллической ре-  
шетки) 20—24, 236, 251, 419, 437—  
439, 442, 444, 447
- Трещины 77, 234—235, 237—241, 243—  
258, 272—276, 380—384, 400—402  
даек 279  
диагональные, прототектонические  
383, 400, 404, 405
- Трещины  
односистемного скалывания 46, 55,  
56, 59  
оперения 56—57, 290—291  
отрыва 24—26, 28, 29, 37, 46, 47—  
52, 56, 61, 173, 237, 240—241,  
244—245, 253, 290, 322, 362, 382,  
448  
охлаждения 244  
пологие прототектонические 383—  
384, 378, 388, 389, 400  
поперечные прототектонические  
381—383, 388, 389, 400, 404—406  
продольные протектонические 381,  
388, 389, 400, 404  
прототектонические 380—386  
радиальные (см. дайки радиальные)  
растяжения 312, 322—323, 363, 382  
(в другом значении 25, 382)  
скалывания (сдвига) 24—26, 42—46,  
50—56, 237, 238—240, 253—254,  
290, 322, 362, 363, 365, 382, 383,  
427, 448  
скалывания АС 240—241, 265, 362  
сопряженные системы скалывания  
42, 43—46, 52—55, 221, 238—239,  
247  
сплющивания 61, 62, 237, 238, 241,  
247  
трещины S, Q, L 381, 383, 388—389  
усыхания 158, 159, 243  
экзокинетические 235, 244—258  
эндокинетические 235, 243—244, 254
- Трещинная тектоника (трещиноватость)  
234—276, 380—386, 388, 389, 399—  
402, 449
- Трог геосинклинальный (см. флишевый)  
188—189, 346, 399
- Трубки взрыва 328, 390
- Трубообразные интрузии 359, 366
- Тяньшанетипные структурные формы  
(см. складчатость тяньшанетипная)
- Угол встречи 335—337
- Ундуляция (погружение и воздымание)  
осей складок 118, 119, 120, 121, 127,  
195, 215, 273, 299, 300, 371, 382
- Упрочнение материала 22, 23
- Упругая деформация 17—21
- Упругость 34
- Уровень складчатости (см. зеркало  
складчатости)
- Фазы  
горообразования 169, 180, 358  
складчатости 143, 144, 169, 182—187,  
353, 354
- Факолит 353—354, 390
- Фацции 89, 302  
осадочных пород 109, 110, 184, 288,  
295—298, 309, 334  
глубинности интрузий 394—399  
магматических пород 348, 349, 360
- Физико-механические свойства  
горных пород 26—34, 136—145, 203,  
250—251, 310, 350, 450
- Флексуры 122, 124, 172, 173, 192, 223,  
225, 272
- Флиш 83—87, 305, 449
- Флишевые знаки 157—158
- Флишевый трог 91, 188—191, 193, 196,  
197, 202, 211—213, 305
- Формы залегания  
излившихся магматических пород  
411—416  
интрузивных тел 340—368
- Формы складок 117—125
- Формации 112—115, 186, 187
- Фукоиды 157, 158
- Фундамент кристаллический 9, 124,  
165—168, 178, 180, 183, 193, 197—  
198, 201, 228, 274—276, 313
- Хрупкий срез 51
- Хрупкое разрушение 47, 51
- Хрупкость 34
- Хрупкость жидкостей 24
- Центриклинальное замыкание 118, 119,  
352
- Цикл 78
- Цикличность отложения осадков 78
- Циклы диастрофические (см. фазы  
складчатости)  
тектоно-магматические 355, 356, 357
- Чечвица (дискоидальная форма) 261
- Чистый сдвиг 38, 39, 43, 59, 60, 61
- Чешуя (см. надвиги чешуйчатые)
- Шарнир складки 137, 138
- Шаровые лавы 161
- Шарриаж 170, 192, 195, 205, 212, 279,  
284, 304—309, 331, 334
- Шельф 87—94
- Шлиры 370, 376, 400, 410
- Шлиф ориентированный 399, 400, 417—  
418
- Шток 355, 357, 359, 360, 365, 366, 374,  
377, 385, 397, 398, 401, 407, 408
- Штрихи тектонические (борозды сколь-  
жения) 331—333, 337, 381, 382, 400,  
427—429
- Штрекунг 371, 388, 400
- Щиты материковые 225, 355
- Экзогенно-неоднородная деформация 61,  
64—66, 125, 126, 129, 448, 449
- Экзоконтакт 374, 377, 384, 398, 411
- Экзотические скалы (см. клиппены)
- Экспериментальное воспроизведение де-  
формаций 18, 19, 21—33, 34—35, 43—  
44, 48—50, 53—54, 57, 67—71, 162,  
164—165, 219, 235, 251, 315, 440—  
441, 447, 448
- Элементы  
залегания 116—119, 152—161, 334—  
336  
складки 116, 117  
смещений по сбросам 334—337
- Эллипсоид  
деформации 41—45, 58—61  
напряжений 41—45, 58—61
- Эндогенно-неоднородная деформация  
61—64
- Эндоконтакт 373, 374, 384, 397, 398
- Энергия упругой деформации 51
- Эпейрогенез (эпейрогенические движе-  
ния) 10—14, 29
- Эпитектоника (см. поздняя тектоника  
плутонов)
- Этажи структурные 9, 135, 189, 194, 196,  
197, 201, 211, 342, 391, 405
- Эшелонированные структурные формы  
(см. также кулисные) 188, 190, 363
- Ядро складки 116, 117, 122, 135, 141,  
143, 178, 204, 215, 216—217, 221—  
223, 274, 284, 287, 307, 310, 353,  
426, 449

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	3
<i>Глава I.</i> ВВЕДЕНИЕ . . . . .	6
Масштаб (порядок) тектонических структур и структурных форм (7). Кинематическое и динамическое содержание понятия тектоническая структура (8). Основные структурные единицы земной коры (8). Тектонические движения земной коры (10)	
<i>Глава II.</i> ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД . . . . .	27
Виды деформаций (17). Физико-механические свойства горных пород (26). Анализ механизма деформации горных пород (35). Соотношения между внешними силами, напряженным состоянием вещества и деформацией (42). Гипотезы деформации горных пород (45). Механизм образования трещин в горных породах (46). Неоднородные деформации (61). Зональность деформаций и тектонических структур (66). Экспериментальные работы в области деформаций горных пород (67).	
<i>Глава III.</i> СЛОИСТОСТЬ, НЕСОГЛАСИЯ И ПЕРЕРЫВЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ . . . . .	72
Слоистость (72). Генезис слюистой структуры осадочных пород (87). Несогласия и перерывы (96). Анализ тектонических движений, основанный на изучении слоистых пород (108).	
<i>Глава IV.</i> СКЛАДКИ (МОРФОЛОГИЯ) . . . . .	116
Формы складок (117). Механизм образования элементарных складок (125). Складчатые комплексы (136). Изучение морфологии складок и складчатых комплексов (147). Определение нормального и опрокинутого залегания слоев горных пород в крыльях складок (152).	
<i>Глава V.</i> ОБРАЗОВАНИЕ И ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКЛАДЧАТОСТИ . . . . .	162
Некоторые главные представления об условиях образования складчатости (164). Понятие об истории развития процессов складкообразования (182). О генетической классификации складчатых структур (187). Складчатость геосинклинальных областей (191). Складчатость возрожденных подвижных зон (208). Складчатость в краевых и межгорных прогибах и на периклинальных замыканиях горных сооружений (210). Складчатость платформенных областей (223).	
<i>Глава VI.</i> ДЕЛИМОСТЬ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД . . . . .	234
Образование делимости и трещиноватости в горных породах (235). Главные генетические типы делимости трещиноватости в горных породах (241). Полевые наблюдения над делимостью и трещиноватостью (265). Обработка материалов по трещинной тектонике (268).	
<i>Глава VII.</i> РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ . . . . .	277
Разрывные нарушения, образующиеся при сокращении земной коры (279). Разрывные нарушения, образующиеся при растяжении земной коры (311). Распознавание и изучение разрывных нарушений при геологических исследованиях (323).	

<i>Глава VIII.</i> МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА . . . . .	339
---	-----

Формы интрузивных магматических тел (340). — Батолиты (340). Большие межформационные тела (342). Согласные интрузии (346). Несогласные интрузии (354). Тектоническая структура интрузивных массивов (368). Геологическое положение интрузивных тел в связи с изучением их структуры (387). Некоторые методы исследования и примеры анализа структуры интрузивов (399). Наблюдения структурных взаимоотношений в эффузивно-пирокластических породах (411).

<i>Глава IX.</i> ТЕКТОНИТЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ (ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ) . . . .	417
---	-----

Диаграммы ориентировки (417). Ориентировка породообразующих минералов (421) — кварца (424), кальцита (437), доломита (441), слюды и хлорита (442). Применение рентгено-структурного анализа (442). Заключение (446).

Примечания . . . . .	447
Литература . . . . .	451
Предметный указатель . . . . .	479