

В. В. БЕЛОУСОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Издание третье, переработанное
и дополненное

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов геологических
специальностей высших учебных заведений

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1986

В. В. Белоусов. Структурная геология. Изд. 3-е.—М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.—248 с., с ил.

В учебном пособии (1-е изд.—1961 г., 2-е изд.—1971 г.) рассматриваются основные формы залегания горных пород, механизм тектонических деформаций, новейшие методы восстановления тектонических полей деформаций и напряжений, дается представление о парагенезах структурных форм, связанных с различными механическими условиями в земной коре.

Р е ц е н з е н т

*доктор геолого-минералогических наук,
профессор В. Н. ПАВЛИНОВ*

Предыдущее (второе) издание учебного пособия «Структурная геология» вышло в 1971 г. С тех пор во всех областях структурной геологии появилось много нового и в методической части, и в истолковании механизма образования различных форм залегания горных пород. Поэтому все разделы книги необходимо было пересмотреть в свете новых данных. Изменилась конструкция книги, изменилось число глав, которые стали более компактными.

Особенно следует отметить гл. 5 о деформациях и напряжениях, которая написана заново. При этом был использован очерк на эту тему, специально составленный проф. Л. В. Никитиным для другой книги автора. Здесь этот очерк воспроизведен в сильно сокращенном и упрощенном виде. В главу о методах восстановления тектонических полей деформаций и напряжений введены краткие сведения о новом «кинематическом» методе, разрабатываемом сейчас рядом исследователей. Значительно больше сказано об искажениях полей напряжений в связи с нарушением сплошности среды.

Вместе с тем сокращено изложение условий залегания вулканических пород. Исключены также сведения о закономерностях исторического и регионального сочетания структурных форм, поскольку эти вопросы относятся больше к общей и региональной геотектонике, чем к структурной геологии.

В списке литературы приводится гораздо большее число наименований, чем это обычно принято в учебных пособиях. Во-первых, это сделано в связи с тем, что в некоторых геологических вузах страны читаются специальные курсы структурной геологии по расширенной программе. Приведенная литература может быть использована для таких спецкурсов. Во-вторых, автор надеется, что этой книгой будут пользоваться и квалифицированные геологи, для которых список источников представит интерес.

По-прежнему автор не касается методов геологического картирования, хотя они и преподаются обычно вместе с основами структурной геологии. Такое объединение автору представляется не обязательным. Не описываются также специальные методы петротектоники. Они требуют особого рассмотрения и специальной подготовки.

При составлении настоящего издания «Структурной геологии» автор широко пользовался помощью своих коллег. В. В. Эз и Н. Б. Лебедева внимательно просмотрели весь текст и дали много ценных рекомендаций. Большую помощь

советами оказал М. А. Гончаров; он же является соавтором гл. 7 «Поля тектонических деформаций и напряжений». Полезные консультации автор получил у О. И. Гущенко, Н. Б. Лебедева и Т. М. Гептнер взяли на себя нелегкий труд подбора иллюстраций. Техническое оформление рукописи было обеспечено Г. Н. Квятковской. Большую помощь при этом оказали В. А. Николанчева, М. М. Рожкова, В. Г. Талницкий, В. Н. Цидилина, Е. И. Чиж. Всем указанным лицам автор выражает благодарность.

Структурная геология изучает формы залегания горных пород в земной коре.

Наблюдая строение земной коры, мы убеждаемся в том, что горные породы образуют тела разной формы. Например, осадочные породы залегают слоями. Последние могут лежать горизонтально, но могут быть наклонены под тем или иным углом или изогнуты в складки. Один и тот же слой может протягиваться в разных направлениях на большие расстояния, но может быть разбит разрывами на куски, смещенные вертикально, горизонтально или наклонно относительно друг друга. Эффузивные магматические породы залегают потоками или покровами, имеющими внешнее сходство со слоями осадочных пород. Интрузивные магматические породы образуют в земной коре тела иной формы — купола, столбы, жилы и т. п. Все перечисленные тела являются формами залегания горных пород, называемыми также структурными формами или просто структурами.

Различают первичные и вторичные формы залегания пород. Первичные — это те, которые возникли вместе с формированием самой породы. Вторичные формы залегания образуются в результате последующих деформаций первичных форм. Такое разделение наиболее очевидно для осадочных пород, которые отлагаются преимущественно горизонтальными слоями. Последние и являются той формой залегания, которую можно считать первичной для большинства случаев. Но разделение форм залегания осадочных пород на первичные и вторичные все же в некоторых случаях условно. Дело в том, что некоторые деформации происходят в осадках уже в процессе их накопления, до их литификации, когда они еще не превратились в горную породу. Последняя в этом случае будет нести в своей текстуре следы этих деформаций. Таковы, например, текстуры, вызванные оползанием осадка по наклонному дну моря.

Аналогичная условность возникает и по отношению к магматическим породам. Магматический расплав начинает постепенно кристаллизоваться, когда он еще движется. При этом создаются «текстуры течения», отражающие в расположении кристаллов движение магмы. Поэтому для разделения наблюдаемых в земной коре деформаций на типы необходимо учитывать природу сил, которые эти деформации вызывают. Различают «тектонические» и «нетектонические» деформации. Первые связаны с глубинными, «тектоническими» силами Земли, с напряжениями, которые охватывают значительные объемы земной коры и которые связаны с

общими закономерностями развития последней. Нетектонические деформации вызываются поверхностными процессами, например оползнями, карстовыми провалами и некоторыми диагенетическими процессами. Такие деформации тесно связаны с современным рельефом земной поверхности, приурочиваясь, например, к склонам долин и т. п. Они проявляются в самых верхних слоях земной коры, не затрагивая ее глубин.

Деформации, происходящие в рыхлом еще осадке, вызываются поверхностными процессами оползания, неравномерного уплотнения и др. По этому признаку их следует отнести к разряду нетектонических. К нетектоническим деформациям принадлежат и те, которые вызваны течениями внутри очага застывающей магмы. Но деформации нетектонического происхождения наблюдаются и в литифицированных горных породах, которые могут подвергнуться оползанию и другим деформирующим поверхностным процессам.

Структурная геология занимается любыми формами залегания, образовавшимися в горных породах под влиянием как тектонических сил, так и нетектонических процессов. Но наибольшее внимание она направляет на изучение вторичных форм залегания, являющихся результатом тектонических деформаций, называемых также дислокациями или просто нарушениями (имеется в виду нарушение первичного залегания пород).

При исследовании структурных форм прежде всего изучается их внешний облик, морфология. Результатом такого изучения является морфологическая классификация структурных форм. Например, складки слоев могут быть разделены по их внешним чертам на линейные и куполовидные, прямые и наклонные и т. п.

Относительно вторичных форм залегания возникает также вопрос о характере деформаций, которые привели к образованию этих форм. Это задача прежде всего кинематическая, состоящая в восстановлении тех движений в материале земной коры, которые сопровождали изменение первичной формы залегания. Наиболее простой прием, которым при этом пользуются, — сравнение наблюдаемой вторичной формы залегания с той формой, которая считается первичной. Например, слой, изогнутый в складку, мы сравниваем с горизонтальным слоем и таким образом восстанавливаем характер перемещений, происшедших в земной коре. При этом можно наметить траектории, которые были описаны отдельными частицами слоя, когда он изгибался в складку.

Относительно вторичных структурных форм возникают вопросы не только кинематического, но и динамического характера, а именно: как и в каком направлении к породе были приложены силы, которые привели к нарушению ее первичного залегания. Например, складки могут образоваться разным путем: в результате «продольного изгиба», т. е. при приложении сил сжатия параллельно слоям, но также под действием «поперечного изгиба», когда слой изгибается, будучи на некоторых участках приподнят снизу давлением, приложенным нормально к слоям.

Занимаясь морфологическими, кинематическими и динамическими вопросами, относящимися к формам залегания горных пород, структурная геология, однако, не ставит перед собой задачу выяснить происхождение сил, вызывающих деформации в земной коре. Она не занимается и общими закономерностями развития структуры земной коры. Все эти вопросы рассматриваются в курсах геотектоники, к которой структурная геология является введением.

Значение структурной геологии в комплексе геологических дисциплин очень велико. Правильное понимание морфологии структурных форм необходимо для геологической съемки и для любых других региональных геологических, геологопоисковых и геолого-разведочных работ. Геолог, как правило, вынужден восстанавливать полный облик структурных форм по отрывочным наблюдениям на отдельных обнажениях; его карта будет неполна или просто неверна, если он не знает, как правильно объединить эти отрывочные данные.

От форм залегания горных пород зависят условия расположения в земной коре полезных ископаемых. Нефть и газ обычно сосредоточены в сводах антиклинальных складок, и, следовательно, чтобы найти эти полезные ископаемые, надо знать, где находятся вершины антиклиналей. Многие рудные месторождения приурочены к трещинам в земной коре. Структурная геология учит, в каких условиях образуются трещины и каково их вероятное расположение.

Знание форм залегания горных пород имеет большое значение при решении гидрогеологических вопросов, поскольку пути движения подземных вод определяются этими формами залегания. Последние должны учитываться и при инженерно-геологических изысканиях.

С изучения структурных форм как результата движений земной коры начинается восстановление тектонической истории той или иной области.

Курс структурной геологии опирается на сведения о породах и основных формах их залегания, полученные студентами в курсе общей геологии, а также во время полевой академической практики.

Поскольку геологическое картирование состоит в основном в выявлении, определении и изображении на карте и профилях структурных форм, структурная геология изучается в учебных заведениях в тесной связи с курсом геокартирования. Однако в предлагаемой книге методы картирования не описываются. Излагаются лишь некоторые особые специальные методы изучения кинематики и динамики структур земной коры, которые обычно в курсах геологического картирования не рассматриваются, но которые важно знать для решения многих теоретических и практических вопросов.

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Здесь рассматриваются первичные формы залегания осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Метаморфические породы наблюдаются только во вторичных формах залегания, поскольку метаморфизм осадочных и других пород происходит всегда совместно с их деформацией.

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

СЛОЙ КАК ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Наиболее распространенной первичной формой залегания осадочных горных пород является *слой* — образованное осадочной породой плоское тело, имеющее обычно значительную площадь и малую толщину (мощность), ограниченное поверхностями раздела, отделяющими его от соседних (подстилающего и покрывающего) слоев. В огромном большинстве случаев первичное залегание слоя является горизонтальным. Для осадков, отлагающихся в воде, это связано с тем, что рыхлый материал равномерно оседает из водной среды и затем растекается по дну; при этом все неровности и уклоны на его поверхности сглаживаются. Толщина, или мощность, слоя бывает от долей сантиметров до нескольких метров, тогда как в горизонтальных направлениях слой может быть прослежен на сотни метров и на километры.

Нижнее ограничение слоя называется его *подошвой*, верхнее — *кровлей*. Подошва и кровля слоя приблизительно параллельны друг другу.

Толщи осадочных горных пород *слоисты*, т. е. образованы последовательностью слоев, лежащих друг на друге. В исходном положении каждый вышележащий слой образован после нижележащего. Обычно наблюдается перемежаемость слоев разного состава. Но лежащие друг на друге слои могут быть сложены и одинаковой породой. В этом случае слои выделяются только благодаря разделам между ними. Межслойные разделы выражены тон-

кими трещинами. Кроме того, в кровле слоев часто наблюдаются некоторые изменения, свидетельствующие о том, что до отложения следующего слоя был краткий перерыв в осадконакоплении. Эти изменения состоят, например, в пропитывании верхней части слоя минеральными солями, чаще всего железистыми.

Слои морских осадков прослеживаются обычно на большой площади. Слои континентальных отложений, как правило, имеют меньшее распространение на площади. Они залегают линзами, которые выклиниваются во все стороны и клинообразно заменяются другими слоями. Это связано с тем, что, в отличие от морских осадков, отлагающихся на обширных пространствах морских впадин, континентальные осадки накапливаются в узких руслах рек, на дне озер небольшой площади и т. п.

Наряду с термином «слой» употребляется термин «пласт». Иногда в последний термин вкладывается особое содержание. Например, пластом называют пачку слоев, какими-либо свойствами (составом, цветом) отличающуюся от выше- и нижележащих пачек слоев. Или употребляют этот термин применительно к полезным ископаемым: углю, фосфоритам и т. п. Однако мы будем считать «слой» и «пласт» синонимами.

Хотя для огромного большинства отложений первичное залегание слоев, как указывалось, является горизонтальным, в отдельных случаях оно может оказаться и наклонным. В морских условиях это, например, наблюдается там, где слои перекрывают неровности, вызванные скоплениями биогерм — массивных коралловых построек (рис. 1), имеющих куполовидную или валообразную

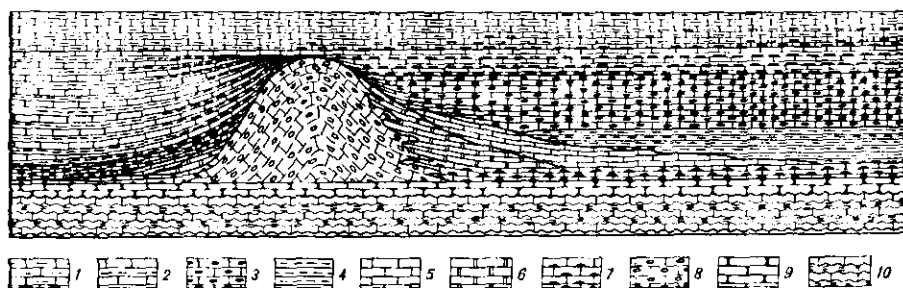


Рис. 1. Пример первичного наклонного залегания слоев. Рифонный массив в штате Нью-Мексико (США).

Нижний карбон: 1—10 — горизонты сверху вниз; 8 — биогермовая фация

форму. Прочность таких построек препятствует выравниванию их поверхности, и слои ложатся наклонно на краях биогерм. Наклонное первичное залегание слоев наблюдается и в континентальных осадках, отложившихся, например, на склонах долин.

Первичное наклонное залегание слоев охватывает ограниченный отрезок геологического разреза и на небольшом расстоянии

вверх и вниз сменяется снова горизонтальным залеганием слоев, что является характерным признаком такого залегания.

Внутреннее строение слоев осадочных пород зависит от физико-географических условий отложения осадка. Полно этот вопрос рассматривается в курсах петрографии осадочных пород и литологии. Здесь будут указаны лишь главнейшие особенности строения слоев осадочных пород, важные для расшифровки их форм залегания.

Расположение зерен породы зависит от движения той среды, в которой эта порода отлагалась. Например, в галечниках, образовавшихся на берегу моря в зоне прибоя, можно наблюдать черепитчатое наложение друг на друга более или менее уплотненных

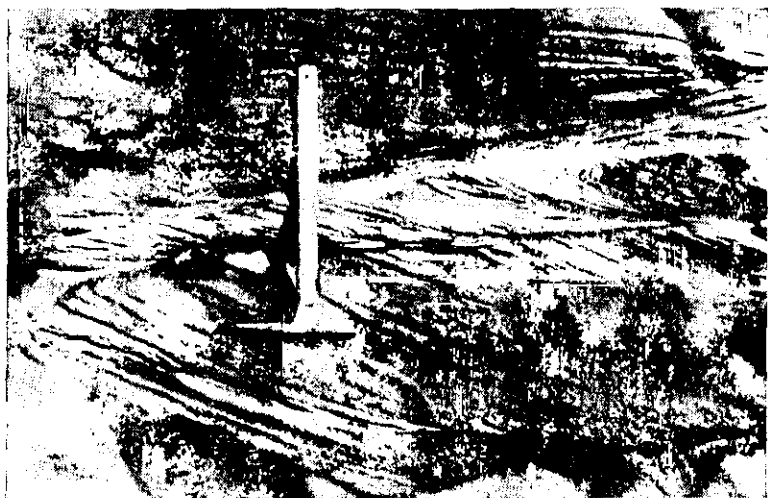


Рис. 2. Косая слоистость в аллювиальных песках. Река Камчатка (фото А. Р. Гейтнера)

галек. Они наклонены преимущественно в ту сторону, откуда набегали волны прибоя, т. е. в сторону бассейна, а длинные оси их расположены параллельно берегу. И морские раковины в зоне прибоя захороняются так, что их длинные оси параллельны берегу.

В реках с сильно меняющейся в поперечном профиле скоростью течения, а также в зонах сильных морских течений гальки, песчинки и раковины ориентируются длинной осью по течению.

Часто внутри слоя можно подметить слоистость меньшего масштаба, образованную крайне тонкими слоечками. Такие слоечки наблюдаются чаще в песках и песчаниках, чем в известняках или глинах. Слоежки могут быть параллельны слою. При этом они могут быть сплошными или прерывистыми («штриховыми»). Но слоежки могут залегать и наклонно к слою, образуя косую слоистость (рис. 2). Она наблюдается при отложении песка или другого обломочного материала (например, раковинного детритуса)

в водной среде, подверженной частым изменениям скорости и направления движения. Такими свойствами водная среда обладает в зоне сильных морских течений, приливов и прибоя, в изменчивых руслах рек. Косая слоистость характерна также для песчаных дюн, навываемых ветром. Поскольку обычно наклонные слои к подошве слоя выполаживаются и становятся параллельными всему слою, косая слоистость может быть использована для определения кровли и подошвы слоя в сильнодислоцированных толщах, где слои могут оказаться в перевернутом залегании.

При осаждении песка на очень малой глубине в зоне морского прибоя, а также в русле рек с сильным течением прослои могут образовывать гребни высотой в несколько сантиметров. Это



Рис. 3. Иероглифы (язычковые). Терригенный флиш нижнего мела. Малый Кавказ (фото М. Г. Ломизе)

волноприбойные знаки, или знаки ряби, которые также могут быть использованы, чтобы отличить кровлю слоя от его подошвы.

Другие особенности внутренней структуры слоя, используемые для определения его кровли и подошвы, — это следы капель дождя или заполненные глинистым материалом трещины усыхания на верхней поверхности слоя, а также следы передвижения различных организмов.

Широко используются для тех же целей флишевые фигуры или иероглифы. Это различные формы мелкого выпуклого рельефа на нижней поверхности песчаных слоев там, где последние залегают на глинистых породах, на которых тот же рельеф отпечатывается

в обратном, вогнутом, виде. Высота этого рельефа от миллиметров до нескольких сантиметров (рис. 3). Происхождение флишевых фигур, или иероглифов, не вполне выяснено. Часть из них является следствием погружения более тяжелого песчаного материала вышележащего слоя в менее плотный глинистый материал подстилающего слоя под действием силы тяжести. Но среди иероглифов много фигур и другого происхождения, например слепки ходов червей, следы ползания моллюсков и др.

Различать кровлю и подошву слоя можно также по положению некоторых окаменелостей, например по одиночным и колоннальным кораллам или по захороненным в слоях окаменелым древесным пням, т. е. по тем ископаемым, для которых можно определить, где верх и где низ.

Взаимоотношение слоев

Иногда перемежаемость слоев разного состава кажется беспорядочной. Однако во многих случаях в чередовании слоев можно подметить некоторый порядок. Например, часто встречается ритмическая слоистость. Она характеризуется ритмическим повторением в разрезе некоторого набора пород. Обычно внизу ритма залегает относительно более грубая порода — песчаник или детритусовый известняк. Вверх по разрезу эта порода сменяется все более тонкими породами: песчанистой глиной, мергелем, глиной. Мощность каждого ритма колеблется от долей метра до 2—3 м, и осадочная толща может содержать в разрезе сотни и тысячи таких ритмов. Переходы между породами внутри ритма постепенны, а весь ритм отделен от соседних резкими границами и следами размыва. В таких ритмических толщах в подошве слоев песчаника широко развиты флишевые фигуры. Характерна ритмическая слоистость, например, для угленосных формаций.

Благодаря правильной последовательности пород в пределах ритма (от грубой породы внизу ко все более тонким вверх) ритмическая слоистость может быть использована для определения положения кровли и подошвы слоев.

Существуют и другие закономерности сочетания слоев разного состава, позволяющие выделять в геологическом разрезе различные осадочные формации. О последних речь идет в курсах геотектоники и литологии.

В процессе осадконакопления то и дело случаются перерывы, во время которых поверхность осадков поднимается выше уровня моря и вместо отложения происходит размыв. Такие перерывы могут быть различными по длительности.

Когда поднятый участок снова в дальнейшем опускается и на нем возобновляется отложение осадков, то между слоями, сохранившимися от тех, которые накопились до перерыва, и теми, которые начали отлагаться после него, возникает взаимоотношение, называемое *несогласием*. Кроме стратиграфического перерыва в осадконакоплении несогласие характеризуется теми изменениями,

которые произошли за время перерыва в залегании слоев нижней серии.

Если за время перерыва происходил только размыв без изменения залегания слоев, то слои обеих серий в целом залегают параллельно, хотя в кровле нижней серии могут существовать эрозионные неровности. В таких случаях говорят о *параллельном несогласии* (рис. 4, а). Если же нижняя серия во время перерыва

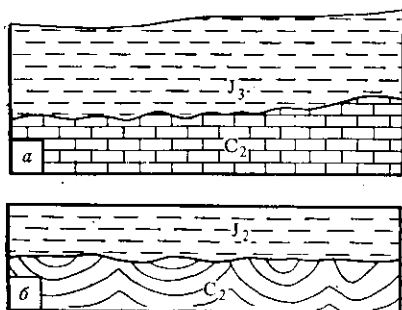


Рис. 4. Несогласие (схема):
а — параллельное; б — угловое

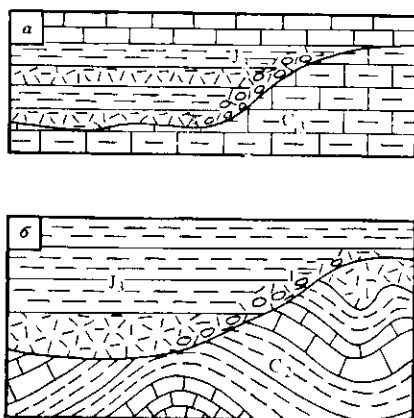


Рис. 5. Прилегание (схема):
а — параллельное; б — несогласное

подверглась деформации, ее слои были наклонены, изогнуты в складки, а затем с поверхности срезаны эрозией, и вторая серия залегают на этой срезанной поверхности, то возникает *угловое несогласие* (рис. 4, б).

Крупные формы рельефа на поверхности несогласия, захороненные под верхней серией, встречаются редко, так как перед отложением верхней серии поверхность нижней серии в значительной степени выравнивается морской абразией. Но если такие крупные неровности (с размахом во много раз больше толщины слоев) существуют, то на краях погребенных впадин можно наблюдать прилегание слоев молодой серии к размывной поверхности более древней серии. При этом можно различать параллельное или несогласное прилегание в зависимости от того, сохранила ли нижняя серия свое горизонтальное залегание или она была деформирована до того, как на ее поверхности был выработан рельеф (рис. 5).

МАССИВНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Хотя общим правилом является залегание осадочных пород в виде слоев, среди них иногда встречается и залегание в форме массивов. Это свойственно рифовым известнякам, образованным

колоннальными кораллами, мшанками или известковыми водорослями, т. е. биогермами.

Форма биогерм бывает куполовидная, линзовидная, грибообразная. Они окаймляются слоями, которые в узкой окружающей зоне наклонены в стороны от биогермы (см. рис. 1). Такое особое залегание биогерм связано с их прочностью, которая препятствует их разрушению движениями водной среды.

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Залегание вулканических пород зависит от способа их образования. Можно различать следующие главные процессы, ведущие к формированию основных групп вулканических пород:

а) эффузивный, выраженный в излиянии и растекании по земной поверхности магматического расплава (лавы) и в его застывании;

б) эксплозивный (взрывной), состоящий в выбросе в атмосферу или в воду под большим давлением смеси распыленного магматического материала (находящегося в газо- или парообразном, жидком и твердом состоянии) вместе с обломками вмещающих пород. Выброшенный материал затем оседает на поверхности суши или на дне бассейна в форме затвердевших частиц вулканического материала, называемого пирокластикой;

в) экструзивный, в форме выдавливания магматического вещества на поверхность в полузатвердевшем состоянии.

Формами залегания вулканических пород являются: потоки, или покровы, лавы; слон пирокластического материала; вулканические аппараты и различные жерловые тела.

Потоки, или покровы. Эти два термина ниже считаются синонимами. Однако иногда им придается несколько различное значение: поток более вытянут в длину, чем в ширину, тогда как под покровом понимается распространение лавы на широкой площади. По характеру материала, морфологическим особенностям и условиям образования можно выделить два основных типа потоков или покровов: лавовые и ингимбритовые.

Лавовые потоки, или покровы. Под лавовым потоком понимается образовавшееся в результате излияния лавы на поверхность пластообразное тело, горизонтальные размеры которого значительно больше его толщины. Подобно слоям осадочных пород лавовые потоки при многократных излияниях в одном и том же месте перекрывают друг друга, образуя лавовые толщи большой мощности. Однако мощность единичных лавовых потоков обычно измеряется метрами или несколькими десятками метров, редко превышая 100 м. Они отделены друг от друга поверхностями раздела: в кровле каждого потока можно подметить признаки закалки и химических изменений.

Мощность потоков, а также площадь их распространения или длина зависят от вязкости лавы. Основные лавы (базальты), обладая наименьшей вязкостью, легко растекаются по большой площади, и их потоки могут достигать сотен километров в длину. А платобазальты покрывают площади в тысячи километров в поперечнике. По мере повышения содержания кремнезема вязкость лавы растет. Кислые лавы (липарит-дацитовые, липаритовые) характеризуются максимальной вязкостью и поэтому слабо растекаются; их потоки в длину не превышают нескольких километров. Такие лавы нагромождаются и застывают вблизи места извержения, и толщина потоков быстро уменьшается с удалением от центра извержения.

При излиянии жидких основных лав в воду в них при застывании нередко образуется шаровая или подушечная отдельность



Рис. 6. Подушечные лавы. К кровле обращены выпуклые поверхности «подушек». Плейстоцен. Исландия (фото А. Р. Гептнера)

(рис. 6). Лавовый поток распадается на лежащие друг на друге «шары» или «подушки», имеющие концентрическое строение. Размеры таких отдельностей от десятков сантиметров до нескольких метров. Причина появления этих своеобразных отдельностей — очень быстрое охлаждение выплескивающихся из трещин в воду порций богатой газами лавы. Лава быстро застывает с поверхности, образуя стекловатую корку, одсвающую «шар».

Подушечные отдельности могут быть использованы для определения кровли и подошвы слоя: к подошве обращены ровные или вогнутые поверхности отдельностей, отражающие неровности под-

стилающего рельефа, сверху «подушки» имеют выпуклую форму.

При застывании лавы на поверхности суши охлаждение происходит медленнее, чем в воде, и распространяется постепенно с поверхности вглубь. В этом случае образуются не центры, а вертикальные оси застывания, расположенные на расстоянии десятков сантиметров или 1—2 м друг от друга. Около каждой такой оси происходит стяжение лавы, поскольку при остывании объем ее

уменьшается. Стяжения эти принимают форму столбов или призм преимущественно шестигранного горизонтального сечения (рис. 7). Между столбами возникают трещины растяжения. Высота столбчатых отдельныхностей зависит от толщины потока и может достигать десятков метров. В горизонтальном потоке столбы стоят вертикально. Наклонные столбы указывают либо на неровности ложа потока, либо на то, что поток после застывания испытал тектоническую деформацию.

Лавовые потоки чередуются с начками слоев нормально-осадочных пород как морского, так и наземного происхождения.

Игнимбритовые покровы своеобразны по строению и условиям залегания. Они формируются при наземных извержениях кислой или щелочной магмы, богатой летучими. Иг-

нимбриты образуются из тяжелых облаков, лавин или потоков горячей газопирокластической эмульсии. Последняя состоит из капель или сгустков и пластичных осколков, взвешенных в плотном горячем облаке водяных паров и газов. Эта смесь под большим давлением выдувается из жерла вулкана и стремительно распространяется в форме низко стелющейся тучи или лавины. Последняя устремляется вниз по долинам.

По мере отделения газовой фазы игнимбритовый поток теряет подвижность, твердые раскаленные частицы оседают, под нагрузкой вышележащего материала сплющиваются, свариваются и спекаются. Возникающие при этом вулканические породы имеют полосчатую текстуру с характерным присутствием уплощенных лепешковидных линз стекловатой лавы.



Рис. 7. Столбчатые отдельности в плиоценовых базальтах южной Исландии (фото А. Р. Гептиера)

Слои пирокластического материала образуются при эксплозивных извержениях, когда вулкан выбрасывает бомбы, лапилли, пепел, а также обломки захваченных при взрыве вмещающих пород. Выбросы более распространены при наземных излияниях, чем при подводных извержениях, так как давление воды препятствует бурному выделению газов и выбросу частиц лавы.

Вырывающееся из вулкана облако газов и пирокластики поднимается на высоту нескольких километров, сносится ветром, и пирокластический материал выпадает нередко на большой площади. Ближе к вулкану падают наиболее крупные обломки, а мелкий пепел может быть унесен на сотни километров. С пирокластикой смешивается нормально-осадочный материал, или слои пирокластики чередуются со слоями осадочных пород. Так образуются смешанные туфогенно-осадочные породы и формации.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ (ВУЛКАНЫ)

Вулканические аппараты (вулканы) состоят из каналов, выводящих вулканические продукты, и накоплений последних как в канале, так и в непосредственной близости от него. Вулканические продукты, заполняющие канал и застывающие в нем, образуют жерловые тела, которые оказываются на поверхности в результате эрозии. Те же продукты, нагромождающиеся на поверхности вокруг канала, формируют вулканический конус.

При вулканизме центрального типа магмовыводящий канал имеет трубообразную форму. Жерловые тела, приуроченные к таким вулканам, называются *некками*. У них столбообразное, округлое, овальное или неправильной формы горизонтальное сечение. Диаметр некка может колебаться от нескольких метров до нескольких километров. Отпрепарированные эрозией некки образуют на поверхности земли обелски и купола.

При трещинных извержениях выводящий канал имеет щелевидную форму. В ней образуются плоские жерловые тела, имеющие вид досок, вертикальных или наклонных. Такие тела называются *дайками* (см. ниже).

Размеры и форма вулканического конуса зависят как от длительности и интенсивности вулканической деятельности, так и от свойств извергаемого материала. Вулканы, извергающие жидкие лавы и обладающие слабой эксплозивностью, имеют очень пологие (в несколько градусов) склоны, которые незаметно переходят в окружающие вулкан горизонтальные лавовые потоки. Такие вулканы называются щитовыми. Их диаметр может достигать многих десятков километров.

Вулканы, выделяющие более вязкие лавы, а также пирокластический материал, имеют гораздо более крутые склоны (до 20—30°). В разрезе таких вулканов обычно чередуются застывшие лавы и пирокластический материал, в связи с чем эти вул-

каны называются стратовулканами, т. е. слоистыми вулканами.

Существуют чисто газовые взрывные центры вулканической деятельности. Их жерла представляют собой *трубки взрыва*, сложенные брекчией из обломков пород стенок, захваченных и вынесенных газами. Среди этих брекчий характерно присутствие минералов глубинного происхождения, образовавшихся при высоком давлении (например, алмазов). На поверхности над трубкой взрыва иногда образуется воронка с крутыми склонами — *маар*.

Вулканические конусы после окончания вулканической деятельности быстро разрушаются денудацией, и поэтому дочетвертичные поверхностные вулканические постройки, как правило, плохо сохраняются. Но жерловые тела, вскрытые эрозией, не только молодые, но и древние (например, палеозойские), во многих местах сохранились и могут изучаться.

ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Для интрузивных магматических пород трудно провести границу между первичными и вторичными формами залегания, поскольку внедрение магмы в верхние слои земной коры уже является результатом движения магмы и ее деформации. Можно, однако, различать образование тела, сложенного магматической породой, и последующие деформации этого тела. Если считать, что первый процесс происходит, когда магма находится еще в жидком состоянии, а второй выражается в деформировании уже застывшего магматического тела, то границу между первичной и вторичной формами залегания следовало бы проводить между двумя этими процессами. Трудность состоит в том, что застывание магмы происходит не сразу: она продолжает двигаться и деформироваться, будучи в полутвердом или почти твердом состоянии. Эти деформации запечатлеваются в особенностях внутренней текстуры и структуры интрузивного массива. Поэтому обойтись без условности в разделении форм залегания интрузивных пород на первичные и вторичные нельзя. К первичным мы относим те структурные формы, которые свидетельствуют о движении магматического материала преимущественно в жидком виде, ко вторичным — те формы, которые приобретают интрузии после деформации преимущественно в твердом виде.

Тела интрузивных пород называются *интрузивами*, а также *интрузиями*, или *плутонами*. По отношению к залеганию вмещающих осадочных или метаморфических пород интрузивы делятся на согласные и несогласные (или секущие). В первом случае поверхность интрузива параллельна слоям вмещающих пород, во втором — интрузивное тело пересекает эти слои. Такое разделение, однако, условно, поскольку один и тот же интрузивный массив

на различных своих уровнях может быть одновременно и согласным и секущим. Например, при согласной основной части интрузива подводящий канал, связывающий интрузив с глубокими магматическими очагами, всегда бывает секущим. Ниже мы разделяем интрузивы на согласные и секущие в соответствии с тем, какие взаимоотношения с вмещающими породами преобладают в основной части массива. Кроме того, мы выделяем структурные формы промежуточного характера (частично согласные), когда разные взаимоотношения магматического массива с окружающими породами более или менее равноценны.

Согласные интрузивы. Пластовые интрузивы, или силлы, представляют собой плоские магматические тела, внедрившиеся вдоль поверхностей напластования осадочных или метафорических пород. Существуют межформационные силлы, которые внедрены вдоль поверхности углового несогласия. Они параллельны вышележащим слоям, но оказываются секущими по отношению к слоям нижней серии. Однако это несогласие ложное, поскольку слои нижней серии были дислоцированы и эродированы до внедрения силла. Пластовые интрузивы образуются на небольшой глубине и относятся к разряду гипабиссальных. При образовании пластового интрузива магма проникала между слоями, расслаивала их и растекалась между ними. Мощность отдельных пластовых интрузивов достигает 500 м, а маломощные тела бывают толщиной всего в несколько сантиметров. Некоторые пластовые интрузивы растекались удивительно широко. Например, пластовый интрузив на севере Англии, имеющий мощность от 6 до 70 м, занимает площадь 3800 км². В Южной Африке область развития долеритовых силлов занимает площадь в 13 000 км². Крупные пластовые интрузивы известны в Тунгусской синеклизе в Восточной Сибири.

Столь широкое растекание магмы под поверхностью земли оказывается возможным благодаря расклинивающему действию самой магмы и сопровождающих ее паров и газов. Они проникают под большим давлением вдоль поверхности раздела между слоями и приподнимают верхние слои.

В одном и том же районе можно наблюдать большое число пластовых интрузивов, чередующихся с осадочными породами (рис. 8, а).

Пластовые интрузивы должны соединяться подводящими каналами с глубокими магматическими очагами. Но далеко не всегда такие каналы можно обнаружить; часто они расположены в стороне от видимого в обнажениях разреза. В процессе последующих деформаций они могут быть пережаты и оторваны от силлов. Секущими каналами соединяются между собой и силлы, находящиеся на разных уровнях среди осадочных слоев.

Для пластовых интрузивов характерен основной состав магм. Долериты, диабазы, габбро, нориты — наиболее распространенные породы. Будучи менее вязкими, чем средние и кислые магмы, основные магмы относительно легко растекаются между слоями. Мощные силлы в результате дифференциации при постепенном

застывании могут расслаиваться на основной материал внизу и средний и кислый сверху.

Разновидностью пластовых интрузивов являются *лополиты*. Они представляют собой пластовые интрузивные залежи, имею-

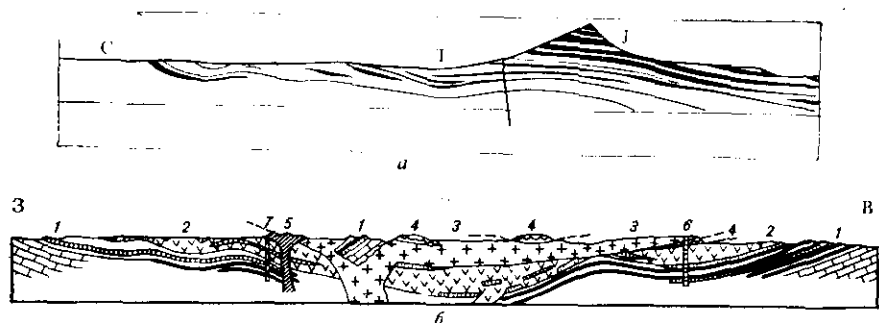


Рис. 8. Пластовые интрузивы:

a — пластовые интрузивы кварцевых диорит-порфиров среди каменноугольных, триасовых и юрских пород Колорадо (по Е. Якобу и др.); *б* — Бушвельдский лополит (Южная Африка). Длина профиля около 480 км (по А. Дю Тойту): 1, 4 — метаморфические породы протерозоя с пластовыми интрузивами диабазов; 2 — норит; 3 — красный гранит; 5, 6 — вулканические центры; 7 — кимберлитовая трубка

щие площадь во многие тысячи квадратных километров и залегающие среди осадочных пород, слои которых полого вогнуты. Вместе с вмещающими породами интрузивные тела образуют пологую чашу. Мощность лополитов достигает сотен метров. Подобно силам лополиты обычно сложены основными магматическими породами. Но в результате кристаллизационной дифференциации и они нередко расслаиваются на ультраосновные породы внизу и основные, средние и кислые сверху. Таково, например, строение Бушвельдского лополита в Южной Африке (рис. 8, б).

При внедрении в слоистую толщу, уже смятую в складки, образуются значительно меньшие, чем лополиты, по размеру серповидно изогнутые межпластовые интрузивы, выпуклые либо вверх, либо вниз, в зависимости от того, внедрены ли они в антиклиналь или синклиналь. Такие тела называют *факолитами*. Их можно считать первичными только в том случае, если внедрение магмы произошло после смятия слоев в складки. Сходные структурные формы могут образовываться в результате вторичной деформации пластовых интрузивов, изогнутых в складки вместе с вмещающими породами и разделенных на линзы в процессе растяжения слоев.

Состав магмы в факолитах преимущественно основной, но среди докембрийских пород известны и гранитные интрузивы этой формы залегания.

Широко распространенной формой согласных интрузивов является *лакколлит* — линзообразное тело, плоское внизу и выпуклое сверху. Вышележащие слои приподняты интрузивом и изогнуты

куполовидно: при образовании лакколита магма механически воздействует на вмещающие породы и их приподнимает. В плане лакколлит имеет круглую, эллиптическую или неправильную форму. Диаметр лакколита от нескольких до десятков километров. Подобно сложным пластовым интрузивам встречаются сложные лакколлиты, состоящие из ряда лакколлитов, расположенных на разных стратиграфических уровнях (рис. 9).

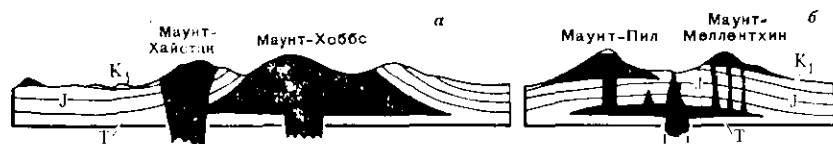


Рис. 9. Лакколлиты гор Ла-Салла, США (по А. Прдли):
а — простой лакколлит; б — сложная система лакколлитов. Черное — интрузивные породы

Для лакколлитов характерен средний и щелочной состав магмы. Такая магма обладает высокой вязкостью, что препятствует широкому растеканию ее между слоями. Поэтому лакколлиты можно рассматривать как разновидность межпластовых интрузий, форма которых определяется малой текучестью магмы. Только в редких случаях удавалось наблюдать подводящие каналы лакколлитов.

Частично согласные интрузивы. Сюда относятся интрузивные купола и магматические диапиры. Они различаются своим размером и составом.

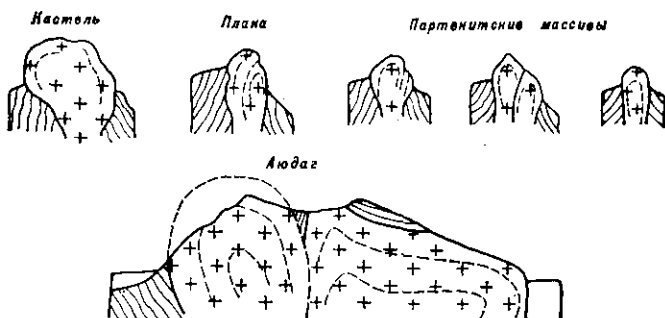
Интрузивный купол достигает нескольких километров и даже десятков километров в диаметре. Кровля его имеет форму купола, над которым давлением магмы согласно приподняты и изогнуты вмещающие породы. В более глубоких частях на своих боковых стенках купол является секущим. Обычно интрузивные купола сложены гранитами, гранодиоритами, диоритами. Наиболее распространены интрузивные купола в метаморфических толщах докембрия.

Магматический диапир представляет собой интрузив в форме перевернутой капли, согласный с вмещающими породами в кровле и секущий на глубине. Если обнажена только верхняя часть магматического диапира, то его, как и купол, легко принять за лакколлит (рис. 10). Состав пород в магматических диапирах средний и щелочной.

Секущие интрузивы. Сюда относятся трещинные интрузивы (дайки и жилы), штоки и батолиты. Трещинные интрузивы представляют собой группу магматических тел, приуроченных к трещинам в земной коре. К этой группе принадлежат *дайки*, о которых уже упоминалось. Это плоские тела небольшой толщины относительно длины, залегающие преимущественно вертикально или круто, хотя есть среди них и пологонаклонные. Мощность самых тонких даек измеряется сантиметрами. Самая мощная изве-

стная дайка — Большая Дайка в Зимбабве (Южная Африка) — имеет мощность от 3 до 13 км и длину более 500 км. Две диабазовые дайки в Аппалачах имеют длину 62 и 72 км. Одна дайка в Индии тянется на 64 км. Толщина этих последних даек несколько десятков метров.

КРЫМСКИЕ МАССИВЫ



КАЛЫНСКИЕ МАССИВЫ

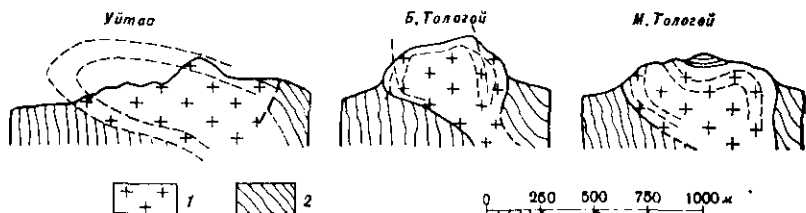


Рис. 10. Магматические диапиры Крыма и Калбы (по В. Н. Павлинову):
1 — интрузивные породы; 2 — вмещающие породы

Дайки часто образуют группы, системы или пучки. Например, вокруг вулканических центров, магматических штоков или лакколитов, которые при своем внедрении куполообразно приподнимали и растягивали вышележащие породы, наблюдаются системы радиальных даек. В других случаях дайки комбинируются в парал-

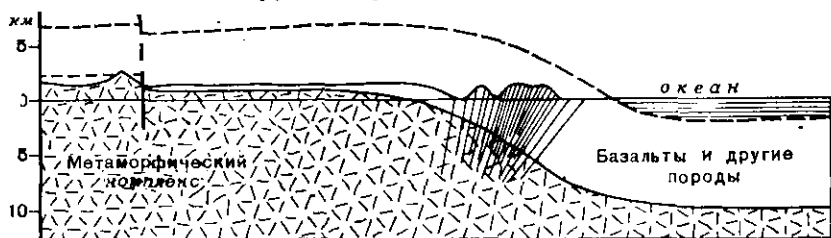


Рис. 11. Система даек на флекуре. Восточное побережье Гренландии (по Л. Уэйджеру). Пучок тонких прямых линий — дайки

ледяные пучки. Они наблюдаются, например, на флексурах, растяжение которых влечет за собой образование серии параллельных трещин (рис. 11). В связи с куполовидными выгибами пород над магматическими камерами образуются системы даек в форме ко-

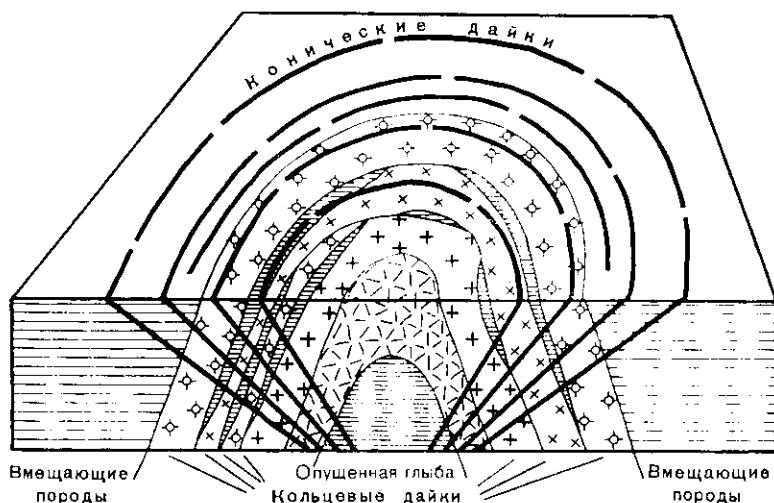


Рис. 12. Конические и кольцевые дайки Шотландии (схема по Дж. Ричи). Разные знаки — различные интрузивные породы

нусов, вложенных один в другой и повернутых острием как вниз (конические дайки), так и вверх (кольцевые дайки). Конические и кольцевые дайки образуются при застывании и уменьшении объема магматического очага. Залегающие поверх массива слои оседают и образуют две системы конусовидных трещин скалывания: одну — сходящуюся вниз, другую — сходящуюся вверх. К этим трещинам и приурочены дайки (рис. 12). Несколько рядов концентрических кольцевых даек окружает вулканические кальдеры.

Встречаются участки, чрезвычайно насыщенные дайками. В таких случаях подсчет их суммарной мощности приводит к выводу о значительном размере растяжения земной коры, если считать, что дайки внедряются в готовые полости. Например, в восточной части Исландии на протяжении 37 км обнаружено 450 даек общей мощностью 2,3 км. По другому пересечению длиной 53 км было отмечено 1000 даек с суммарной толщиной около 3 км.

В дайках распространены магматические породы различного состава — от кислых до ультраосновных, но основные преобладают. Встречаются «сложные дайки», состоящие из нескольких даек, примыкающих друг к другу. Такие интрузии образовывались последовательно, по мере раскрытия трещины.

С трещинами связаны и гидротермальные жилы, сложенные закристаллизовавшимися возгонами горячих водных и газовых растворов (пегматитовые, аплитовые, кварцевые, кальцитовые и

другие жилы). Они представляют собой структурную форму, подобную дайкам, но внешне они гораздо менее правильны: они изгибаются, ветвятся, толщина их очень изменчива, они осложнены узлоподобными раздувами. Характерно, что жилы часто не соединяются с какими-либо крупными очагами, которые могли явиться источником их материала. Обычно они заканчиваются слепо в обе стороны. Их материал рассеянно извлекается («высасывается») из окружающих пород (жилы альвийского типа).

Штоки образуют большую группу интрузивов различного размера (до нескольких десятков километров в диаметре) и неправильной формы. Это интрузивные столбы, призмы, имеющие в

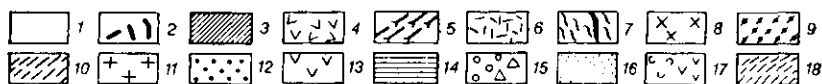
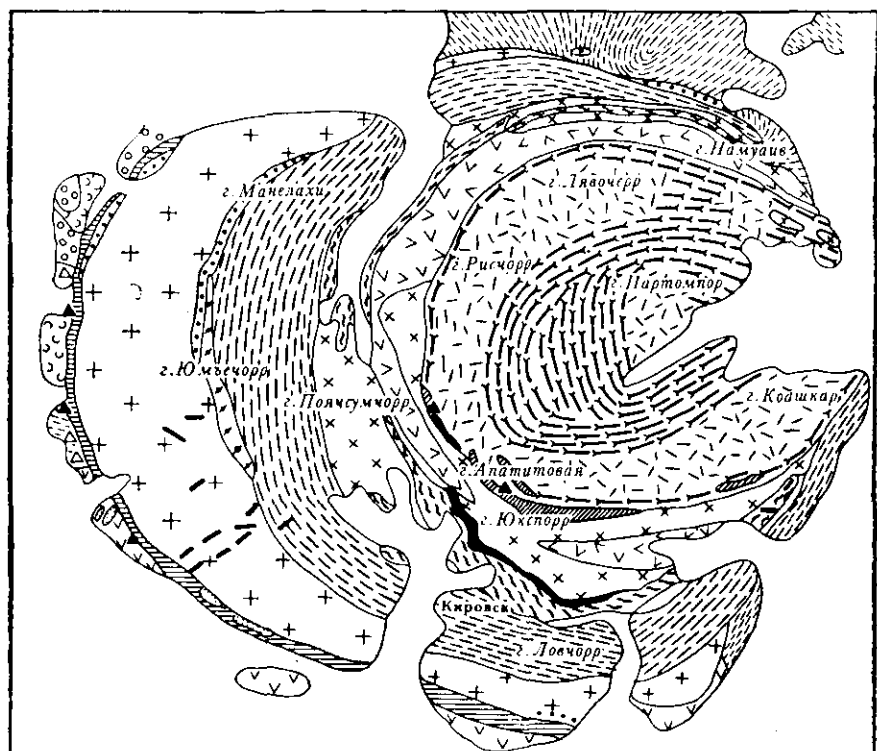


Рис. 13. Строение штока Хибины-тундры (по Е. Н. Володину): 1 — четвертичные отложения; 2 — молодые жильные породы; 3, 4 — нефелиновые сиениты; 5, 6 — фойяиты; 7 — ийолит-уртиты; 8 — рисчорриты; 9 — щелочные сиенит-порфиры; 10, 11 — хибиниты; 12 — щелочные и нефелиновые сиениты; 13 — палеозой (?), сланцы и роговики; 14 — протерозой, роговики; 15 — кварцевые габбро-диабазы; 16 — метагаббро-диабазы; 17 — шаровые лавы, зеленые сланцы и туфиты; 18 — архей, гнейсы

горизонтальном срезе форму неправильно округлую, угловатую, линзовидную, многогранную и пр. Эти интрузивы приурочены к узлам пересечения нескольких тектонических трещин или к местам их разветвления и расширения, чем и определяется разнообразие их форм. Иногда в горизонтальном срезе в них наблюдается кольцевое расположение различных разновидностей магматических пород. Примерами являются щелочные интрузии Хибинских гор на Кольском полуострове (рис. 13).

В зависимости от формы штоки разделяются на ряд разновидностей: *бисмалиты* — тела, имеющие близ поверхности коническую или цилиндрическую форму; *этмолиты* — тела, суживающиеся к низу; *сфенолиты* имеют формы клина, суживающегося вверх; *акмолиты* — форму вытянутого острого лезвия и т. д. Все эти разновидности выделяются лишь условно, так как форма штоков обычно бывает сложной, разной на разных сечениях.

Деформации во вмещающих породах показывают, что магма, образующая шток, внедрялась насильственно, механически воздействуя на окружающие породы, раздвигая их.

Штоки сложены различными по составу породами — от гранитов до ультраосновных, включая и щелочные породы.

Батолиты — самые крупные интрузивные тела. Они сложены гранитами или гранодиоритами. Удаётся наблюдать только верхнюю часть батолитов, имеющую гребне-, куполо- или конусовидную форму. Обычно куполовидная кровля батолита имеет неровный рельеф, будучи осложнена выпуклостями и впадинами разных порядков. В плане батолиты имеют удлиненно-овальную форму. Известны батолиты, протягивающиеся на тысячи километров при ширине в одну-две сотни километров. Гранодиоритовый батолит в Кордильерах Северной Америки протянулся от южных окраин Британской Колумбии до территории Юкон на Аляске, т. е. на 1700 км при ширине 80—100 км. В Андах Южной Америки гранитный батолит тянется на 6000 км от Огненной Земли до северных районов Перу. Его ширина не более 100 км. Однако большая часть батолитов меньше: десятки и сотни километров в длину и несколько километров или несколько десятков километров в ширину.

Длинная ось батолита, как правило, ориентирована в соответствии с простираемостью складчатости вмещающих пород. Контакт батолита с последними на большом протяжении секущий. Характерно, что, в отличие от лакколитов, штоков и интрузивных куполов, батолиты не оказывают механического воздействия на вмещающие породы, несмотря на свой большой объем. Они не раздвигают породы, а как бы замещают их на месте. Существуют два объяснения этому. В соответствии с одним магма прокладывает себе путь сквозь вмещающие породы путем их постепенного поглощения. Породы имеют большую плотность, чем расплавленная магма, и они, слой за слоем, разламываясь, тонут в магме и в ней растворяются. Согласно другому объяснению, батолиты являются результатом гранитизации различных пород земной коры на

месте. При нагревании наиболее распространенных глинистых или песчано-глинистых пород и пропитывании их растворами кремнезема и щелочей происходит частичное плавление этих пород с образованием расплава гранитного или гранодиоритового состава, а все лишнее для этих пород составные части постепенно сгоняются к периферии массива, образуя оторочку значительно более основного состава, чем сам массив.

По-видимому, оба толкования справедливы для разных случаев. Первое подтверждается наблюдаемым иногда скоплением большого числа ксенолитов вмещающих пород в кровле батолита, а процесс гранитизации подтверждается тем, что батолит постепенно переходит в окружающие породы через зону *мigmatитов*. Последние представляют собой смесь исходного осадочного, но сильно метаморфизованного материала с материалом аплитового, пегматитового или гранитного состава. В зависимости от размера и расположения остатков исходных осадочных пород, от относительного количества последних и магматического материала выделяют несколько разновидностей мигматитов.

Послойные мигматиты образуются в результате проникновения расплава в виде тонких внедрений между пластами метаморфизованной породы.

Ветвистые мигматиты представляют собой результат просачивания расплава во вмещающую породу по сложной сети пересекающихся тонких каналов.

Агматиты отражают следующую стадию переработки породы. В этом случае исходная метаморфизованная осадочная порода сохраняется лишь в виде отдельных, полностью разединенных, крупных и мелких глыб, плавающих в гранитном материале.

Теневые мигматиты соответствуют крайней стадии переработки породы, почти уже целиком превращенной в гранит. Включения исходной породы еще видны, но контуры становятся расплывчатыми. Нередко такие включения удастся заметить лишь на выветрелой поверхности, тогда как в свежем изломе их не видно.

Какую форму имеют батолиты на глубине, плохо известно. Судя по геофизическим данным, батолиты не распространяются на глубину более 15—20 км. Они имеют форму линз, вытянутых в горизонтальном направлении много больше, чем в вертикальном. По-видимому, нижняя граница батолита не столь резка, как верхняя, и батолит внизу расщепляется на множество мелких интрузий, питающих основное тело батолита.

Все интрузивные тела могут сопровождаться мелкими ответвлениями, внедряющимися в окружающие породы и слепо заканчивающимися. Такие ответвления называются *апофизами*.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

Некоторые элементы внутреннего строения интрузива проливают свет на характер движения жидкой магмы при ее внедрении, а также на те деформации, которым магма подвергалась во

время затвердевания. Так что особенности внутреннего строения интрузивных массивов имеют прямое отношение к задачам структурной геологии. Такими особенностями являются неоднородности в составе интрузива и ориентированное расположение кристаллов. И те и другие, будучи закреплены после застывания массива, определяют анизотропию свойств интрузивной породы, в том числе и механических, что влияет на характер деформаций, которые эта порода может испытать впоследствии под влиянием тех или иных напряжений в земной коре.

Некоторые интрузивы характеризуются однородностью состава. Таковы, например, многие гранитные батолиты. Равномерность распределения в них минералов разного состава при беспорядочной ориентировке отдельных кристаллов указывает на медленное спокойное застывание расплава, находящегося уже в неподвижном состоянии.

Большая часть интрузивов имеет неоднородный состав. В некоторых случаях это является следствием внедрения в одну и ту же камеру в разное время магм разного состава. В других случаях неоднородность создается в процессе эволюции единого магматического очага.

Неоднородности состава интрузива часто выражается в его расслоенности: породы разного состава образуют внутри интрузива отдельные прослои, границы между которыми бывают как резкими, так и постепенными.

Распространены случаи скопления пород более основного состава в нижней части интрузивного тела и более кислого — в верхней его части. Например, в Большой Дайке Зимбабве материал распределен в виде почти горизонтальных тел, из которых верхние сложены базальтами и норитами, а нижние — перидотитами (рис. 14). Подобное наблюдается в пластовых интрузи-

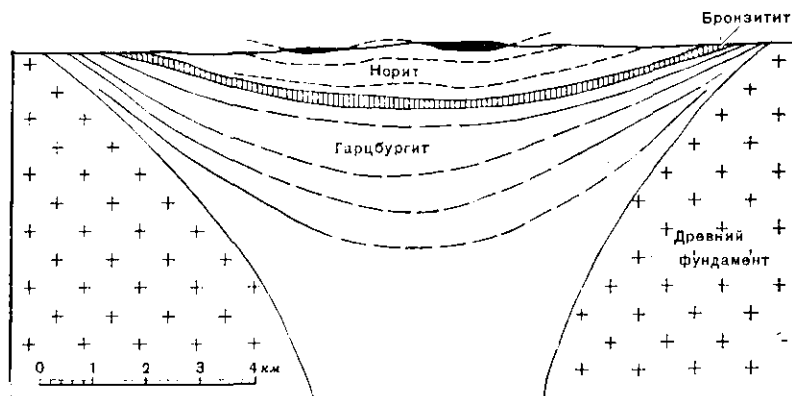


Рис. 14. Строение Большой Дайки Зимбабве (по Б. Лайфуту)

зиях и долопитах. Встречается и более сложная расслоенность интрузивов, причины которой еще не выяснены.

Ориентированные текстуры выражены в закономерном расположении плоских и удлиненных кристаллов. Ориентированное расположение последних возникает при движении магмы, в которой уже образовались твердые кристаллы. Оно отражает «струйчатость» движения магмы, в которой взвешены отдельные твердые кристаллы. Каждое твердое включение, попавшее на границу между двумя струями, испытывает вращение. Если включение имеет плоскую или удлиненную форму, то вращение закончится, когда длинная ось включения или его широкая плоскость расположатся параллельно границе между струями.

Различают ориентированные текстуры: линейную, плоскостную, линейно-плоскостную и радиально-плоскостную.

Если поток магмы разделен на струи в форме нитей или жгутов, то создается линейная ориентировка, т. е. длинные оси кристаллов вытягиваются вдоль струй, а плоские поверхности их могут быть повернуты вокруг осей течения как угодно (рис. 15, а).

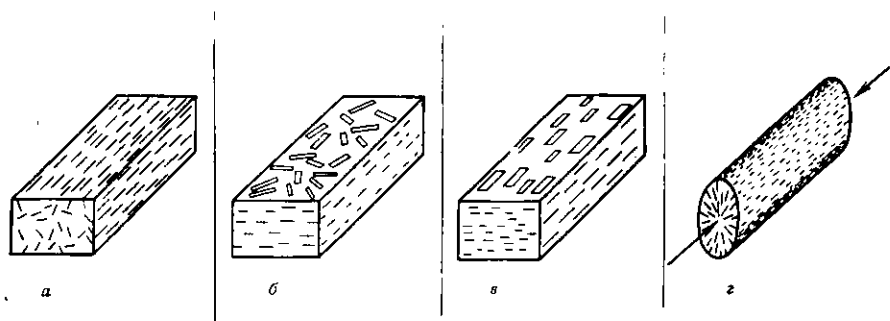


Рис. 15. Виды ориентированных текстур (схемы):

а — линейная; б — плоскостная; в — линейно-плоскостная; г — радиально-плоскостная

Если поток разделяется на слои с разной скоростью течения, то длинные оси удлиненных и плоскостей плоских кристаллов расположатся параллельно слоям, но направление длинных осей кристаллов при этом может быть любым. Это плоскостная текстура (рис. 15, б).

Если в потоке скорости меняются как от слоя к слою, так и поперек слоя, то возникнет линейно-плоскостная текстура, при которой широкие плоскости кристаллов займут взаимно параллельное положение и одновременно параллельно расположатся и длинные оси кристаллов (рис. 15, в).

Плоскостная текстура при радиальном расположении длинных осей кристаллов возникает, если поток упирается в стенку и растекается по ней во все стороны от своей оси (рис. 15, г).

Ориентированные текстуры часто сопровождаются разделением минералов, так что в одних струях концентрируются светлые минералы (кварц, полевые шпаты), а в других — темные (биотит, роговая обманка и др.). В зависимости от типа ориентировки создаются струи или слои течения. Они бывают совсем тонки-

ми или довольно толстыми (в несколько десятков сантиметров), сплошными или «пунктирными», распадающимися на штрихи или тонкие линзы.

Струи течения могут быть прямыми, а слои течения — плоскими. Но сплошь и рядом и те и другие становятся волнистыми, изогнутыми в мелкие сложные, перекрещивающиеся складочки, образуя *плойчатость*.

Все эти текстуры особенно хорошо наблюдаются в дайках. Если движение магмы происходило по открытой трещине, то наблюдается линейно-плоскостная ориентировка, лучше всего выраженная в краевых зонах дайки. Здесь вследствие трения магмы о стенки трещины устанавливается градиент скорости, направленный перпендикулярно к стенкам. Образуется плоскостная ориентировка, параллельная стенкам. Она может быть дополнена линейной, если существуют колебания скорости течения внутри слоев. Внутренняя часть дайки при этом может не иметь ориентированной текстуры, так как влияние стенок сюда не доходит и магма движется единой массой (рис. 16, а).

В тех же случаях, когда движение магмы по трещине происходит под напором, при сопротивлении ее движению, и магма, упи-

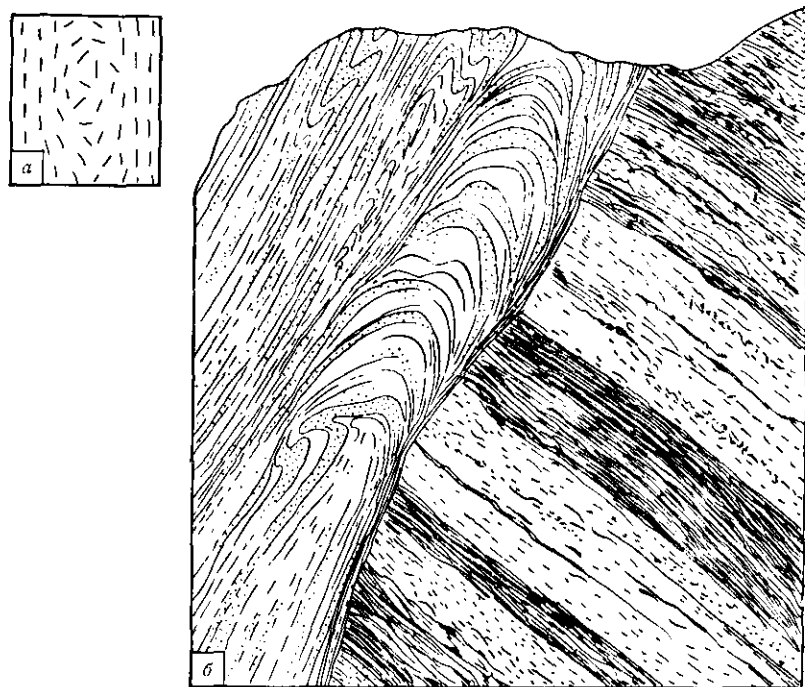


Рис. 16. Ориентировка кристаллов в дайке:

а — ориентировка, параллельная стенкам на периферии дайки, и отсутствие ориентировки в глубине дайки (схема); б — дугообразная ориентировка; зарисовки с натуры (по А. Баддингтону)

раясь в препятствие, растекается в стороны, расширяя свой канал, наблюдается радиально-плоскостная текстура с дугообразным расположением кристаллов с выпуклостью в сторону движения (рис. 16, б).

Ориентированные текстуры обычны в интрузивных куполах, магматических диапирах, штоках, дайках. Чаше всего они бывают радиально-плоскостными при округлых сечениях интрузивов и линейно-плоскостными при плоских сечениях. Около стенок интрузивов плоскостные текстуры расположены параллельно стенкам, а в кровле они образуют куполовидные структуры. В кровле крупных интрузивов можно наблюдать несколько таких куполов, расположенных рядом или как бы вложенных друг в друга. Куполовидные текстуры указывают на то, что магма при внедрении раздвигала вмещающие породы, преодолевая их сопротивление. А сочетание ряда куполов свидетельствует о подъеме магмы отдельными порциями либо одновременно, либо последовательно (рис. 17).

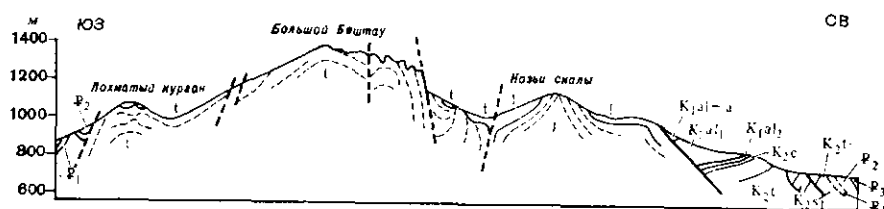


Рис. 17. Интрузия, состоящая из ряда куполов. Разрез через гору Бештау (по В. Н. Павлинову):

t — трахиты; *l* — липариты; пунктир — ориентировка текстуры и трещин

Используя то, что плоскостные структуры в интрузивах, как правило, параллельны стенкам, изучение текстур помогает установить форму интрузива даже там, где непосредственно в обнажениях она не видна.

Ориентированные текстуры проявляются также в ориентированном расположении удлиненных ксенолитов, а также шлиров, т. е. скоплений в виде лент, полос и линз темных и светлых минералов внутри интрузива.

Здесь сообщены только элементарные сведения об ориентированных текстурах интрузивных пород и о связи этих текстур с характером движения магмы. Существует особая отрасль тектоники, которая специально занимается этими текстурами, — *петротектоника*. Она разрабатывает особые методы изучения ориентировки минералов не только по их форме, но и по внутреннему строению. Более подробно с методами и результатами петротектонических исследований следует знакомиться по специальной литературе (Ферберн, 1949; Елисеев, 1953; Лукин, Чернышев, Кушнарв, 1965).

ВТОРИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ НЕТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Вторичные структурные формы нетектонического происхождения проявляются преимущественно в осадочных породах и в меньшей мере в породах вулканических и интрузивных. Некоторые из вторичных форм залегания нетектонического происхождения возникают в результате движений в осадках, которые еще не литифицированы. Другие наблюдаются в уже литифицированных осадочных и других твердых горных породах. Во многих из них основной причиной деформации является сила тяжести.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В РЫХЛЫХ ОСАДКАХ

Конволютная слоистость. Некоторые слои осадков образуются не путем спокойного осаждения взвешенных частиц из неподвижной водной среды, а в результате стремительного выноса массы осадочного материала в мутьевом («турбидитном») потоке, быстро скользящем по дну. Такие мутьевые потоки наблюдаются на дне современных морей и океанов, где их деятельностью связаны прорезание на континентальных склонах подводных каньонов и вынос в глубокие океанические впадины на расстояние во многие сотни и даже тысячи километров от берега песчано-глинистого материала, который без этих потоков должен был бы осесть много ближе к берегу. Мутьевые потоки образуются в результате взмучивания рыхлых илов, например при сейсмических толчках. Водная суспензия илстых частиц имеет большую плотность, чем чистая вода, и поэтому с большой скоростью скатывается по континентальному склону.

Осадки мутьевых потоков обнаруживаются и среди древних отложений, например во флишевых формациях. Следы быстрого движения таких потоков в виде насыщенного водой плывуна выражаются в форме конволютной (т. е. завернутой) слоистости. Слабая конволютность выражается в виде мелких гребневидных складочек (острые антиклинали и пологие синклинали) размером

в сантиметры и десятки сантиметров. Сильная конволютность проявляется в виде сложного закручивания слоя (рис. 18). Сходные деформации наблюдаются в речных осадках.



Рис. 18. Конволютная слоистость в глинистых песчаниках (фото К. Стетсона). Длина снимка около 3 м

Адвекция между слоями. Когда только что образовавшийся слой, еще сохранивший текучесть, перекрывается другим слоем, сложенным более тяжелыми осадками, на границе слоев возникает инверсия плотности и, следовательно, механическая неустойчивость: материал верхнего слоя стремится проникнуть в нижний слой, а этот последний выжимается вверх. Возникает *адвекция*¹ между слоями, в результате чего граница между ними становится волнистой. На ней чередуются пологие и острые волны, обращенные выпуклостью одни вниз, другие вверх. Общая картина похожа на складочки, возникающие в осадках мутьевых потоков.

Взаимный обмен материалом между слоями особенно ярко выражен там, где верхний слой содержит гальки, валуны, глыбы. Тяжелые обломки тонут в нижнем слое, нарушая его внутреннюю структуру и выдавливая его материал вокруг себя вверх (рис. 19).

Нептунические дайки. При возникновении трещин в осадочных свитах, содержащих такой материал, который способен течь под нагрузкой вышележащих слоев, образуются нептунические (или кластические) дайки. Они представляют собой внедрения пластичного материала (глины, влажного песка) в трещины. После высыхания и отвердевания получаются тела, по форме сходные

¹ Так называется частичная конвекция, при которой относительно легкий материал, поднявшись, остается наверху, а относительно тяжелый, опустившись, — остается внизу, и повторного круговорота, характерного для конвекции, не происходит.

с дайками магматических пород, но сложенные осадочным материалом. Движущей силой, увлекающей этот материал в трещину, является разность давлений на текучие породы за пределами тре-



Рис. 19. Деформация слоев под тяжестью вулканической бомбы. Отложения верхнего триаса в Береговом хребте Анд, Чили (фото М. Г. Ломизе)

щины и непосредственно под ней, т. е. нарушение гравитационного равновесия.

Своеобразные мелкие непутичские дайки бывают приурочены к поверхностям раздела кливажа, создавая ложное впечатление тонкой перемежаемости разных пород — находящихся на месте и внедрившихся между пластинами кливажа.

Подводные оползни. Широко распространены следы подводных оползней, образующихся в еще мягких осадках, если дно водоема имеет некоторый уклон. В текучих, насыщенных водой осадках оползание может происходить при ничтожных углах уклона, не достигающих и одного градуса. Начало сотрясения вообще способствует деформациям пород, но в данном случае они играют особую роль, поскольку в результате сотрясения гели в илах переходят в золи, что ведет к разжижению осадка и повышению его подвижности. При оползании слои сминаются в мелкие складки, в них образуются мелкие надвиги, которые тоже сминаются, слои раскалываются на куски, которые, скользя по склону, неправильно перемещиваются; очень характерны признаки растяжения и расплющивания слоев.

Существенным доказательством того, что данная деформация

является следствием подводного оползания, можно считать приуроченность деформации к пачке слоев небольшой мощности, ограниченной сверху и снизу слоями, залегающими спокойно. Отмечается также неправильный характер деформаций, отсутствие их связи с региональным тектоническим планом.

Структуры уплотнения. С действием силы тяжести связано образование структур, внешне сходных с тектоническими складками прерывистого (идиоморфного) типа.

Под влиянием веса вышележащих пород осадки в той или иной мере уплотняются и уменьшаются в объеме. Такое уплотнение связано с перегруппировкой зерен породы, но главным образом с выжиманием из осадка воды. Наблюдения показывают, однако, что разные породы уплотняются под нагрузкой в разной степени. Например, слой только что осажженного ила, содержащего первоначально до 70 об. % воды, могут быть сжаты так, что их мощность уменьшится почти в четыре раза. Торф также легко отдаст воду и уплотняется под нагрузкой; образовавшийся из слоя торфа слой угля имеет мощность всего в 15—20% от начальной мощности торфа.

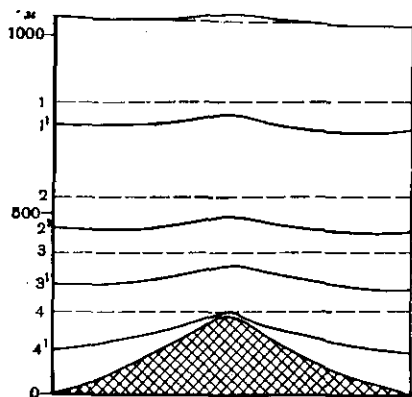


Рис. 20. Складка уплотнения над выступом фундамента (схема; по Ч. Невину, с изменениями). Заштрихован фундамент. Линии 1, 2, 3, 4 — начальное положение поверхности слоев; 1', 2', 3', 4' — положение соответствующих слоев после уплотнения

Если такая легко сжимаемая илистая толща отложилась на неровной поверхности фундамента, сложенного твердыми несжимаемыми породами (например, на кристаллическом фундаменте, подстилающем осадочный чехол платформы), то над выступами фундамента вторичная мощность осадков будет меньше, чем над впадинами (рис. 20). Поскольку уплотнение под нагрузкой приводит к равному относительному сокращению первичной мощности, абсолютное оседание кровли осадочной толщи над выступом фундамента будет меньше, чем над впадинами. В результате над выступом возникает выпуклый изгиб слоев, который в сглаженной форме повторяет форму выступа.

Подобное явление будет наблюдаться и там, где среди сжимаемых глин залегает линза пород со значительно меньшей сжимаемостью. Такими породами являются, например, песчаники или известняки. Под линзами песчаников или известняков в результате того же процесса уплотнения под нагрузкой в глинах будут образовываться антиклинали уплотнения. Такие структуры известны на Восточно-Европейской платформе. Углы на их крыльях всегда очень малы — не более 1—2°.

Складки уплотнения представляют практический интерес: наряду с тектоническими складками прерывистого типа они могут служить ловушками для нефти и газа.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ТВЕРДЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Оползни. Подводное оползание может охватить уже успевшие затвердеть осадочные породы. При этом слои и целые свиты дробятся, превращаются в брекчии. Откалываются и цельные большие пластины слоев и их пачек. Известны оползни в форме пластин размером свыше 1 км. Перемещение глыб и пластин по дну моря происходит особенно легко (даже при очень малых уклонах) там, где дно сложено глинистыми породами. Например, глыбы и пластины известняков и песчаников, залегающих на глинах, могут быть перенесены на десятки километров от места своего коренного залегания. Там они могут быть захоронены среди более молодых отложений, образуя *экзотические глыбы*. Таково, например, происхождение Дибарских утесов на юго-восточном Кавказе — огромных (в сотни метров) глыб известняков верхней юры, залегающих среди глин барремского возраста. Эти утесы переместились по дну барремского моря на 20—30 км. Оползшие слои бывают смяты в сложные, запутанные складки. Крупные цельные оползшие пластины называются *олистолитами*, а потоки отдельных глыб — *олистоотромами*.

Значительную роль в образовании нетектонических деформаций горных пород, как осадочных, так и магматических, играют наземные оползни и обвалы, происходящие на крутых склонах долин. Наземный оползень (олистолит) может охватить площадь в несколько квадратных километров и привести к перемещению пачек пород на сотни метров и даже на несколько километров вниз по склону. Толща пород, приходящая в движение, обычно имеет мощность не больше нескольких десятков метров.

В связи с наземными оползнями в слоях горных пород образуются как разрывы, так и складки. В верхней части оползня происходит растяжение, и там возникают разрывы типа нормальных сбросов. В нижней части склона, где слои встречают сопротивление своему движению, они могут быть смяты в складки.

Оползни с небольшой амплитудой благодаря скольжению по криволинейному вогнутому кверху разрыву приводят к наклону слоев против направления движения оползня. В связи с этим при наличии большого числа оползней в склонах долины может создаться ложное представление, что слои всюду падают от долины под окружающие возвышенности (рис. 21).

Обвалы происходят в твердых прочных породах, образующих вертикальные обрывы. Таковы известняки, песчаники, кварциты, магматические породы и др. Растрескивание, начавшееся под влиянием тектонических сил и усиливающееся в процессе выветрива-

ния, приводит к отламыванию от обрыва глыб, которые скатываются вниз. В результате образуются обвальные конусы брекчий — нагромождения угловатых глыб (олестостромы). Многие обнару-

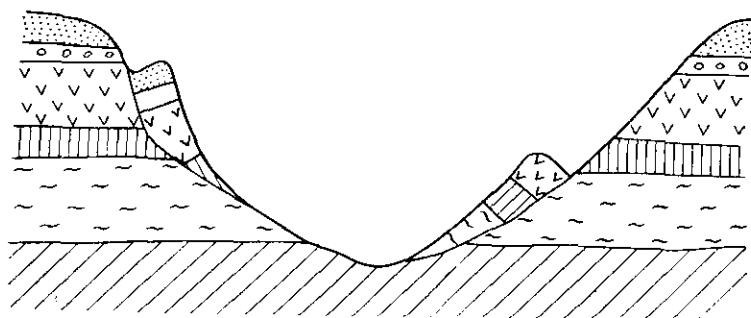


Рис. 21. Вызванные оползнями нарушения залегания слоев на склонах долины (схема)

живаемые в слоях разного рода брекчии являются остатками по- гребенных древних обвалов.

Карстовые обрушения. В толщах известняков, доломитов, гип- сов, солей под влиянием карстовых явлений образуются пустоты (пещеры), кровля которых часто обваливается, и пустоты с тече- нием времени заполняются обломками окружающих пород. Так образуется карстовая брекчия. Последняя встречается в ископае- мом состоянии в форме труб, воронок, карманов в известняках любого возраста.

Загибы слоев по склону. На крутых и высоких склонах уще- лий в горных областях наблюдаются загибы по склону верхних частей вертикально или круто залегающих слоев (рис. 22). Такие

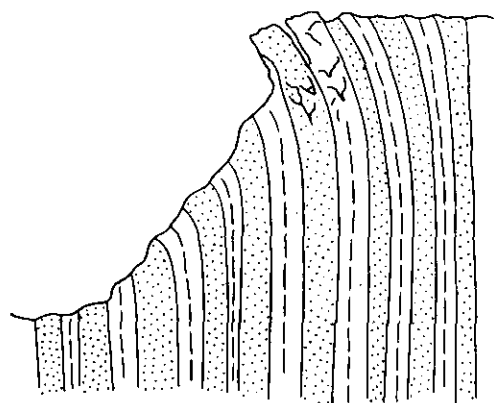


Рис. 22. Загиб слоев по склону (схема)

склонами вполне надежны замеры

загибы вызываются силой тяжести и приурочены к верхней части склона. Там, где есть загибы слоев, от геолога требуется большая осторожность при замерах залегания пород. Наиболее часто загибы по склону на- блюдаются в глинах и гли- нистых сланцах, но могут проявиться и в более твер- дых породах. Загибы могут привести к образованию ложных антиклиналей вдоль долины. В случае сомнений следует иметь в виду, что в глубоких ущельях с крутыми залегания слоев на самом

дне ущелья, в тальвеге, в русле ручьев, т. е. там, где загиб по склону уже не мог сказаться.

Неравномерная нагрузка на слои. Влияние неравномерной нагрузки на слои может проявляться на значительных участках и вести к крупным деформациям, сходным по масштабу с тектоническими.

Если на пластичных слоях отложилась тяжелая толща пород, распределенная по площади неравномерно, то неравномерная нагрузка может заставить нижележащие пластичные слои выжиматься из одних мест и нагнетаться в другие. В местах нагнетания слои скучиваются и сминаются в складки. Такие явления распространены, например, в пластичных слоях, подстилающих вулканогенные свиты, сложенные скоплениями лав и брекчий с лежащей на площади мощностью.

Очень выразительно выжимание пластичных слоев под неравномерной нагрузкой проявляется в разрезе правого берега Волги близ г. Чебоксар. Здесь пластичные красные глины пермского возраста выжимаются из-под водоразделов, где они нагружены больше, и нагнетаются в долины, где нагрузка отсутствует. В местах нагнетания слои, скучиваясь, сминаются в складки, которые сходны со складками тектонического происхождения (рис. 23).

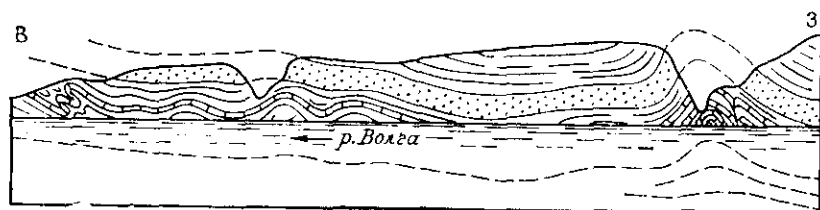


Рис. 23. Складки в пермских красных глинах, выжатых из-под водоразделов. Близ г. Чебоксар (по В. В. Бронгулееву)

Только исключительная приуроченность к современным разноориентированным долинам указывает на их нетектоническую природу.

ДЕФОРМАЦИИ, ВЫЗЫВАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЕМ ОБЪЕМА ПОРОД

Увеличение объема. Ангидрит, поглощая воду, переходит в гипс с увеличением объема на 60%. Эта реакция может происходить в поверхностных слоях не глубже 150 м. Она является дополнительным поверхностным фактором, способствующим подъему ядер диапировых складок, если в сложении ядер участвует ангидрит и если последний уже был поднят близко к поверхности.

Если ангидрит залегает слоями среди других пород (напри-

мер, глины), то при образовании гипса и увеличении объема слон гипса сминаются в складки или разбиваются на куски, надвинутые друг на друга. Вместе с гипсом сминаются в складки и про- слон глины (рис. 24).

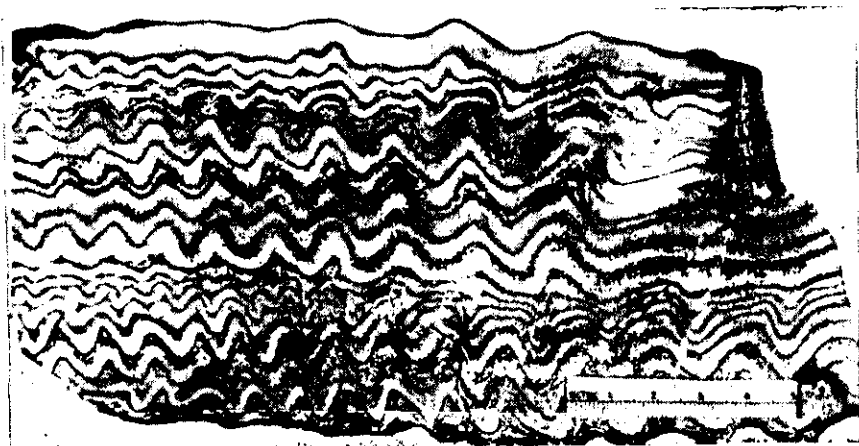


Рис. 24. Складки в слоистом гипсе, образованные в результате увеличения объема при гидратации ангидрита. Пермские отложения. Штат Нью-Мексико, США (по Ф. Петтиджону)

Увеличение объема может происходить также в глинах при их обводнении. В результате в слоях глины возникают одиночные маленькие складки и надвиги.

Уменьшение объема. Объем любой породы может уменьшиться. Причиной уменьшения объема магматических пород является остывание, а осадочных — высыхание. Высыхание происходит в любой породе как морского, так и наземного происхождения: в известняках, песчаниках, глинах, лёссе. Суммарная ширина (зияние) трещины усыхания соответствует уменьшению объема породы. По механизму образования — это преимущественно трещины отрыва. Они образуют систему общих трещин, присутствующих буквально во всех породах, за исключением лишь самых сыпучих и текучих. Вопросы механизма образования трещин, в том числе и связанных с уменьшением объема пород, будут рассмотрены в последующих главах. В сильно деформированных породах общие трещины завуалированы трещинами, возникшими уже в процессе деформации.

С уменьшением объема осадка во время литификации, диагеза и преобразования в горную породу связаны *стилолиты*, представляющие собой зубчатую поверхность сочленения двух слоев или участков одного и того же слоя. Высота зубцов от 2 до 20 см.

Часто вдоль такой зубчатой поверхности, особенно в ее углублениях, наблюдается скопление остаточной глины, а вертикальные штрихи указывают на продавливание зубчатых выступов в нижележащий слой. Обычно стилолиты образуются в известняках и доломитах. Образование стилолитов связано с избирательным растворением под давлением на отдельных участках соприкасающихся слоев и ведет к некоторому сокращению мощности осадка.

ДЕФОРМАЦИИ, ВЫЗВАННЫЕ ДЕЙСТВИЕМ ЛЕДНИКОВ И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Гляциодислокации. Четвертичные ледники, покрывавшие значительную площадь Европы и Северной Америки, в частности большую территорию европейской части СССР, при движении давили на подстилающие породы, выжимали их из-под себя, тянули за собой и при этом деформировали. В результате в одних местах возникали обширные, до нескольких километров в поперечнике, области складчато-чешуйчатых структур; в других — формировались инъективные формы, связанные с внедрением в поверхностные слои выжатых тяжестью ледников подстилающих глинистых пластичных пород. Таким образом возникали *гляциодиапиры*.

Чаще, чем складки, встречаются передвинутые ледником на десятки километров глыбы коренных пород — *ледниковые отторженцы*. Если такие глыбы велики, они могут казаться коренными выходами.

Гляциодислокации разных типов известны в окрестностях Ленинграда, на побережье Балтийского моря, на Валдайской возвышенности, близ г. Канева на Днепре и в других местах. Для них характерно, что они захватывают только самые поверхностные породы (до глубины в несколько десятков метров), а также что в них участвуют породы любого возраста — вплоть до древнечетвертичных доледниковых отложений, которые нигде в других местах тектоническими деформациями не затрагиваются.

Гидролакколиты. Своеобразные поверхностные дислокации возникают в районе вечной мерзлоты. Вода, проникающая по трещинам в почву, замерзая, увеличивается в объеме. На поверхности образуются вспучивания почвы в виде бугров — бугры пучения. Внутри таких бугров под почвой можно найти лед в форме, напоминающей лакколлит.

Геолог при встрече с гидролакколитом должен соблюдать осторожность: когда лед под почвой тает, в нем образуются глубокие пустоты, прикрытые сверху лишь тонким слоем почвы. Падение в такую пустоту опасно.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Хотя вулкано-тектонические структуры принадлежат к разряду нетектонических, по размеру они приближаются к крупным тектоническим структурам, имея обычно облик больших грабенов.

Вулкано-тектоническими структурами называются нарушения, возникающие в теле вулканического аппарата в результате изменений давления в магматическом очаге или в магмовыводящих каналах, а также под влиянием избыточной нагрузки магмы, извергнутой из вулканического очага на поверхность земли.

Когда большие массы магматического материала, питающего вулкан, поступают из неглубоко залегающего магматического резервуара, в результате разгрузки последнего и добавочного нагружения кровли может произойти проседание кровли вместе со всей вулканической постройкой. При этом образуется *кальдера* проседания, или обрушения. Глубина проседания может достигать 1—2 км и более, а диаметр кальдер — 15—30 км.

Кальдеры — это округлые, овальные или имеющие более сложную в плане форму впадины, ограниченные кольцевыми нормальными сбросами, нередко ступенчатыми. Встречаются кальдеры в виде как линейно вытянутых, так и кольцеобразных грабенов. Дно кальдеры бывает разбито радиальными, поперечными или продольными сбросами на различно опущенные блоки. Сбросы местами заменяются флексурами. При повторном неоднократном проседании образуются разновозрастные вложенные друг в друга кальдеры (рис. 25).

К числу менее распространенных, чем кальдеры, вулкано-тектонических структур относятся вулкано-тектонические поднятия. Они представляют собой вздутия в структуре ранее сформировавшегося вулканического комплекса или невулканических пород, возникающие над вновь образующейся магматической камерой при заполнении ее магматическим веществом. Магматический расплав нередко использует при этом поверхности несогласия или разделы между слоями и, растекаясь вдоль этих разделов, приподнимает вышележащие породы.

МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ (АСТРОБЛЕМЫ)

При падении крупных метеоритов на поверхность Земли в результате удара происходят нарушения в залегании приповерхностных горных пород. В них возникают кратеры, называемые также *астроблемами* («звездными рапами»). В настоящее время на поверхности материков Земли известно около 100 структур, которые можно с полной достоверностью отнести к числу метеоритных кратеров. Они имеют очень разный возраст: от несколь-

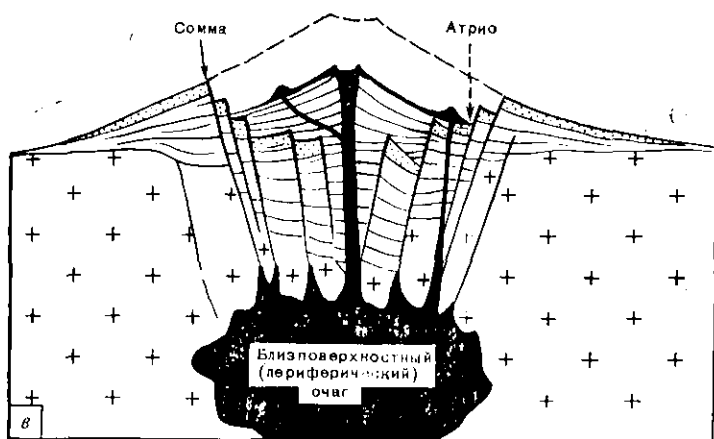
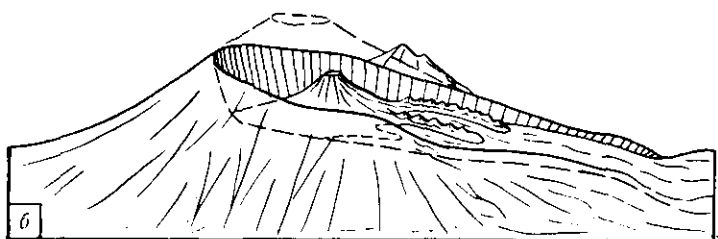
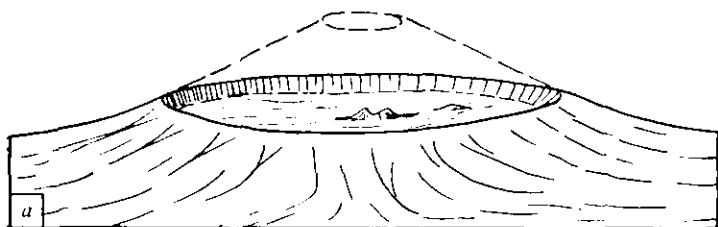


Рис. 25. Морфология и внутреннее строение кальдер (по Е. Е. Милановскому):
 а — закрытая (концентрическая) кальдера Нгоронгоро (Танзания), площадь 300 км²; б — открытая (эксцентрическая) кальдера Меру (Танзания), площадь 40 км²; в — схематический разрез кальдеры с молодым вулканом внутри

ких до 2000 млн. лет. Естественно, что и степень сохранности их и форма выражения на поверхности весьма разные.

Диаметры метеоритных кратеров колеблются в широких пределах — от 25 м до 100 км. Наиболее часто встречаются кратеры с поперечником от 2 до 30 км. Кратеры имеют форму уплощенной чаши с глубиной, равной $\sim 1/3$ диаметра. Форма усложняется, когда сливается несколько кратеров.

Породы, слагающие стенки и дно метеоритного кратера, разделяются на комплексы четкими поверхностями. Шокольный комплекс состоит из коренных пород местности, подвергшихся растрескиванию при ударе метеорита. Коптогенный комплекс выполняет дно кратера и состоит из обломочных и подвергшихся частичному расплавлению пород, возникших в результате удара, — *импактитов*. Помимо механического удара при падении метеорита развиваются очень высокие температуры (до 10^4 С) и давление (10^3 — 10^4 кбар). Происходит частичное плавление пород, и под влиянием высоких давлений и температур образуются новые минеральные модификации. Например, кварц (плотность 2,6) переходит в коэсит (плотность 2,9) и стиповерит (плотность 4,3). Кристаллические породы частично переходят в стекло. Дробленный и расплавленный материал выбрасывается вверх и в стороны и частично вдавливаются в дно кратера. Часть выброшенного материала падает обратно в кратер. За пределами последнего формируется насыпной вал.

Поверх коптогенного комплекса может залегать комплекс «заполняющий», образовавшийся в водном бассейне, заполнившем кратер. Этот комплекс нивелирует кратер. Выше могут залегать породы «перекрывающего» комплекса, которые имеют региональное распределение и полностью захороняют кратер.

Метеоритные кратеры довольно долго сохраняются в пустынных условиях, где процессы выветривания ослаблены. Например, в пустыне Аризона сохранился кратер с поперечником 1200 м и глубиной около 180 м. Кратерный вал, усеянный обломками выброшенных пород, поднимается над уровнем окружающей местности на 45 м. Слои коренных пород лежат вокруг совершенно горизонтально, но ближе к кратеру приподняты и даже местами запрокинуты. Кратер образовался при падении метеорита около 10 000 лет тому назад.

Вероятно, значительно ближе к нашему времени образовалась группа метеоритных кратеров на о. Сааремаа в Эстонской ССР, самый большой из которых имеет поперечник в 110 м.

Но в умеренном и влажном климате метеоритные кратеры быстро разрушаются и становятся незаметными. На современных космических снимках сквозь поверхностный ландшафт с лесами и возделанными землями во многих местах проглядывают некие «кольцевые структуры», природа которых еще не вполне ясна. Вероятно, они имеют очень разное происхождение. Только некоторые из них, возможно, являются остатками древних разрушенных астроблем, другие могут быть структурами магматического и тектонического происхождения.

СВЯЗНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

СВЯЗНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В СЛОИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Связные деформации в слоистых горных породах проявляются главным образом в форме изгибов слоев. При этом слои плавно меняют свое залегание. Например, слои, горизонтальные на каком-либо участке, на соседнем участке наклоняются под тем или иным углом к горизонту, сохраняют на некотором протяжении наклон, а затем снова возвращаются к горизонтальному положению. Или слои испытывают полный перегиб: наклоняясь в одну сторону, они на некотором расстоянии приобретают наклон в противоположную сторону. Связные деформации проявляются также в изменении мощности слоев.

Деформационные структуры бывают разных размеров: от обширных впадин и выгибов в сотни и даже тысячи километров в поперечнике, через складки размером в несколько километров или сотни и десятки метров до мелкой *плойчатости* сантиметровых и меньших размеров. Деформационные структуры разных размеров могут сочетаться, накладываясь друг на друга в качестве явлений разного порядка: большой изгиб может быть осложнен крупными складками, а последние — все более мелкими. Для правильного структурного анализа надо уметь различать структурные формы разных порядков и рассматривать их по отдельности и в сочетании. Следует различать мега-, макро- и микроструктуры. Мегаструктуры измеряются десятками и сотнями километров в поперечнике; макроструктуры, с которыми чаще всего встречается геолог-съемщик, имеют размеры от нескольких километров до метров, а микроструктуры — это формы, измеряемые сантиметрами и мельче.

МОНОКЛИНАЛЬ

При изгибах слоев возникают участки, в пределах которых слои сохраняют единообразный наклон: в одну сторону и под одним углом. Это участки *моноклинального залегания слоев*. Если участок моноклинального залегания велик — не менее нескольких сотен метров по направлению падения слоев, говорят о *моно-*

клинали как о самостоятельной форме залегания. Однако выделение такой формы условно, потому что в действительности моноклинали никогда не бывает самостоятельной. Она образуется на перегибах, связывающих между собой два участка с иным залеганием слоев, но расположенных на разных уровнях. Если моноклинали соединяет участки с горизонтальным или пологонаклонным залеганием слоев, она входит в состав флексуры (см. ниже). Наклонно лежат слои также на крыльях прогибов и выгибов слоев или крупных складок, и в этом случае моноклинали составляют части этих структурных форм.

Моноклинали характеризуется направлением и углом падения слоев, шириной и длиной.

Крупная моноклинали может быть осложнена структурными формами второго порядка, которые выражены дополнительными изгибами слоев как по простиранию, так и по падению моноклинали. Участки более пологого залегания на фоне моноклинали носят название структурных террас. Если такая терраса имеет вид площадки, вытянутой по направлению падения моноклинали, то это структурный нос. На карте стратонизогинс он вырисовывается в виде мыса (рис. 26, А).

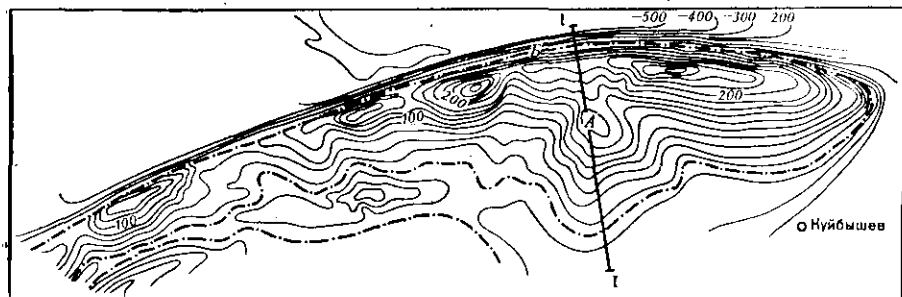


Рис. 26. Структурный нос (А) и смыкающее крыло флексуры (Б) на крыльях Жигулевского поднятия. Стратонизогинсы по кровле швагеринового горизонта (по Е. Н. Пермякову, из работы Н. С. Шатского). Длина флексуры около 60 км. Разрез по линии I—I см. рис. 45, б

ФЛЕКСУРА

Если два участка горизонтального или наклонного залегания слоев, находящиеся на разных горизонтальных уровнях, ступеннеобразно связаны между собой более крутым залеганием слоев, то такая форма называется *флексурой* (рис. 26, Б, см. также рис. 45). У флексуры различают верхнее, смыкающее, и нижнее крылья. Залегание слоев на смыкающем крыле флексуры может быть любым: от самого пологого до вертикального и даже крутого опрокинутого.

Флексура характеризуется углами падения слоев на всех трех крыльях, вертикальной амплитудой и шириной, измеряемой

по простиранию смыкающего крыла. Следует иметь в виду, что по простиранию всегда меняются как амплитуда флексуры, так и угол падения ее смыкающего крыла. Флексура может полностью выклиниваться и слиться с общим горизонтальным или моноклиналим залеганием слоев.

Флексуры на моноклиналях в зависимости от направления падения смыкающего крыла разделяются на попутные (синтетические) и встречные (антитетические). В первых смыкающее крыло падает в том же направлении, что и вся моноклираль, во вторых — навстречу падению моноклинали (рис. 27).

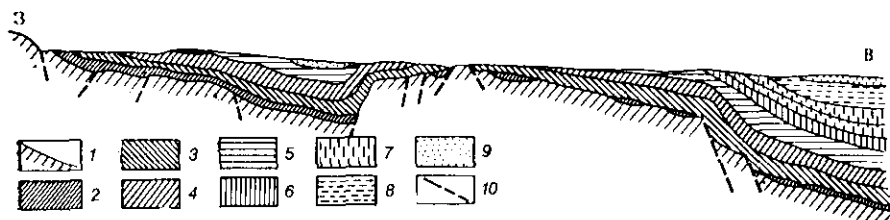


Рис. 27. Флексуры на крыльях поднятия: синтетические в центре и на востоке и антитетические на западном крыле. Северо-Сосьвинский бурогольный бассейн (по В. А. Лидеру):

1 — палеозой; верхняя юра, ярусы: 2 — келловейский, 3 — оксфордский, 4 — кимериджский; 5 — верхняя юра — нижний мел; 6 — верхний мел; 7 — палеоцен-эоцен; 8—9 — олигоцен; 10 — разрывы

Передко наблюдаются серии флексур, расположенных друг за другом. Это лестницы или каскады флексур (если они все обращены в одну сторону).

Иногда говорят о горизонтальных флексурах, имея в виду резкие местные изменения простирания крутозалегающих слоев, происходящие на фоне их в общем хорошо выдерживающегося на большом протяжении единообразного простирания. Такие изгибы видны на горизонтальных срезах.

БОЛЬШИЕ ПРОГИБЫ И ВЫГИБЫ (СИНЕКЛИЗЫ И АНТЕКЛИЗЫ)

Прослеживая слои одного и того же возраста на больших пространствах, можно заметить в их залегании обширные понижения, или прогибы, и столь же обширные поднятия, или выгибы. Амплитуда больших прогибов и выгибов измеряется обычно несколькими километрами, но может достигать и 10—12 км. В поперечнике они достигают десятков, сотен и более тысячи километров.

Мощность отложений в пределах больших прогибов и выгибов обычно закономерно меняется, будучи больше в центре прогиба и уменьшаясь на склонах его и к своду соседнего выгиба. На выгибах последовательное уменьшение мощности часто приводит к полному выклиниванию, по крайней мере, некоторых свит, накоп-

ленных в прогибах. Поэтому относительно глубокие слои в этих структурах залегают круче, чем поверхностные.

Наиболее просты большие прогибы и выгибы, приуроченные к спокойным участкам земной коры — платформам. Углы падения слоев на крыльях этой группы структур чрезвычайно малы и составляют небольшие доли градуса. Обычно они измеряются по изменению глубины какого-либо горизонта или подстилающего осадочные слои кристаллического фундамента в метрах на 1 км расстояния. 2—3 м на 1 км — обычный уклон, наблюдающийся на крыльях таких структур. Прогибы этого типа называются *синеклизмами*, а разделяющие их выгибы — *антеклизмами*. Платформенные синеклизы и антеклизы осложняются деформациями второго порядка. Например, на их крыльях образуются лестницы мелких флексур.

Примером синеклизы может служить Московская синеклиза (рис. 28, а). В центральной части синеклизы глубина залегания

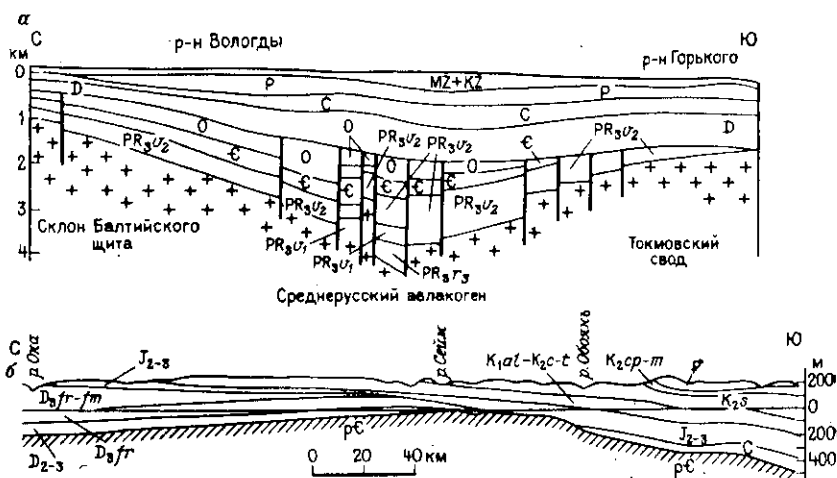


Рис. 28. Схематические геологические разрезы:
а — через Московскую синеклизу (по Б. А. Соколову); б — через Воронежскую антеклизу (по А. И. Мушенко, с упрощениями)

кристаллического фундамента превышает 3 км. Фундамент поднимается к северу и к югу и выходит на поверхность на двух примыкающих антеклизах: Балтийской (Балтийский щит) и Воронежской. Кристаллический фундамент покрывается осадочными породами верхнего протерозоя, палеозоя и мезокайнозоя, которые в целом залегают в виде огромной чаши. Если расстояние от выходов кристаллического фундамента на южном крыле Балтийского щита и на северном склоне Воронежского выгиба считать поперечником синеклизы, то он оказывается равным 1300 км. Таким образом, падение слоев на крыльях синеклизы равно приблизительно 2,5 м на 1 км расстояния. В центральной части синекли-

зы наблюдается наиболее полный и мощный разрез осадочных пород верхнего протерозоя, нижнего палеозоя, девона, карбона, перми, юры, мела. К краям синеклизы все эти отложения постепенно выклиниваются. Они полностью пропадают на склоне Балтийского щита и становятся чрезвычайно маломощными на Воронежской антеклизе (рис. 28, б). Крылья Московской синеклизы осложнены дислокациями 2-го порядка: флексурами, структурными террасами и вертикальными смещениями по разрывам.

Среди антеклиз, наблюдаемых в чехле древних платформ, выделяются такие, в ядрах которых из-под осадочных спокойно лежащих слоев выходит на поверхность сильно дислоцированное и метаморфизованное докембрийское кристаллическое основание платформ. Эти антеклизы носят название *кристаллических щитов*. Примером является Балтийский щит, сложенный в своем обнаженном ядре метаморфизованными архейскими и нижнепротерозойскими породами и окруженный по периферии спокойно залегающими (с пологим падением от щита наружу) верхнепротерозойскими и палеозойскими отложениями чехла древней Восточно-Европейской платформы. Для антеклиз молодых платформ, в ядре которых обнажается палеозойское складчатое основание, термин «щит» обычно не употребляется.

Следует подчеркнуть, что синеклизы и антеклизы, как и любые другие структуры, всегда существуют как формы залегания пород определенного возрастного интервала. Например, положение и форма синеклиз и антеклиз на Русской платформе в той или иной мере менялись от одного геологического периода к другому. История синеклиз и антеклиз восстанавливается по распределению мощностей и фаций осадочных пород на разных уровнях разреза чехла.

В иностранной литературе вместо «синеклиза» и «антеклиза» часто применяются термины «бассейн» и «свод». Эта терминология встречается и в советской литературе преимущественно применительно к прогибам и выгибам относительно небольших размеров. Большой и малый размеры в этом случае различаются условно. При описании строения той или иной области выделяют синеклизы и антеклизы, бассейны и своды разных порядков: самые крупные 1-го порядка, меньшие — 2-го порядка и т. д. Границы между структурами разных порядков устанавливаются для каждого случая.

СКЛАДКИ. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ МОРФОЛОГИИ

Изгибы слоев, более резкие и имеющие значительно меньшие размеры, чем синеклизы и антеклизы, бассейны и своды, называются *складками*.

Складки бывают различными как по величине, так и по форме. Существуют складки с размахом, измеряемым несколькими километрами; многие складки имеют ширину и высоту в сотни

метров; не менее часты складки, измеряемые десятками метров; но существуют складки и значительно мельче, размером (в ширину и высоту) в несколько сантиметров и меньше, переходящие в слабую морщинистость слоев. Такие мельчайшие складки называются *плотчатостью*. Морфологические различия позволяют выделить среди складок большое количество разновидностей. Форма складок отражает условия их образования. Однако в этой главе речь будет идти только о морфологических различиях между отдельными складками.

Остановимся на тех морфологических чертах складок, которые проявляются в поперечном вертикальном разрезе их.

Прежде всего отметим, что в геологии складкой называют один изгиб слоев — вверх или вниз, или в сторону. Таким образом, складка состоит из места перегиба слоев, называемого *замком складки*, и двух *крыльев*. Замок имеет и выпуклая кверху и вогнутая складки (рис. 29). Если складки следуют одна за другой, непосредственно переходя друг в друга, то граница между двумя соседними складками может быть условно проведена в любом месте крыла или через любой свод — как выпуклый, так и вогнутый. Фактически две соседние складки имеют общее крыло; однако замки их самостоятельны и направлены своими изгибами в противоположные стороны.

Крылья складок могут быть также противопоставлены *ядру складки*. Разделение это условно, но практически удобно. Ядром считают внутреннюю часть складки, расположенную между крыльями и замком.

Различают складки антиклинальные и синклинальные, называемые также просто *антиклиналями* и *синклиналями*. Они отличаются друг от друга тем, что в антиклиналях в ядре находятся более древние породы, чем на крыльях; в синклиналях же ядро сложено более молодыми породами. Если слои лежат в нормальной последовательности, т. е. относительно более древние сменяются вверх по разрезу более молодыми слоями, то антиклинальные складки выпуклы, а синклинальные вогнуты. Так в большинстве случаев и бывает. Однако в областях, где в результате очень сильных деформаций слои на значительном протяжении приобрели перевернутое залегание и более древние оказались сверху, а более молодые — внизу, антиклинальные складки могут оказаться вогнутыми, а синклинальные — выпуклыми (см. рис. 32). Необходимость знать относительный возраст слоев, образующих ту или иную складку, для того чтобы отнести ее к антиклиналям или синклиналям, ставит исследователя в трудное положение, если он не знает, какие слои древнее, какие моложе. Если для данного района характерно нормальное расположение слоев, то не будет сомнения в том, что выпуклые складки являются антиклиналями, а вогнутые — синклиналями. Но если общий сложный характер дислокаций, развитых в данном районе, позволяет предположить возможность перевернутого залегания слоев, то тогда исследователь до выяснения стратиграфической последо-

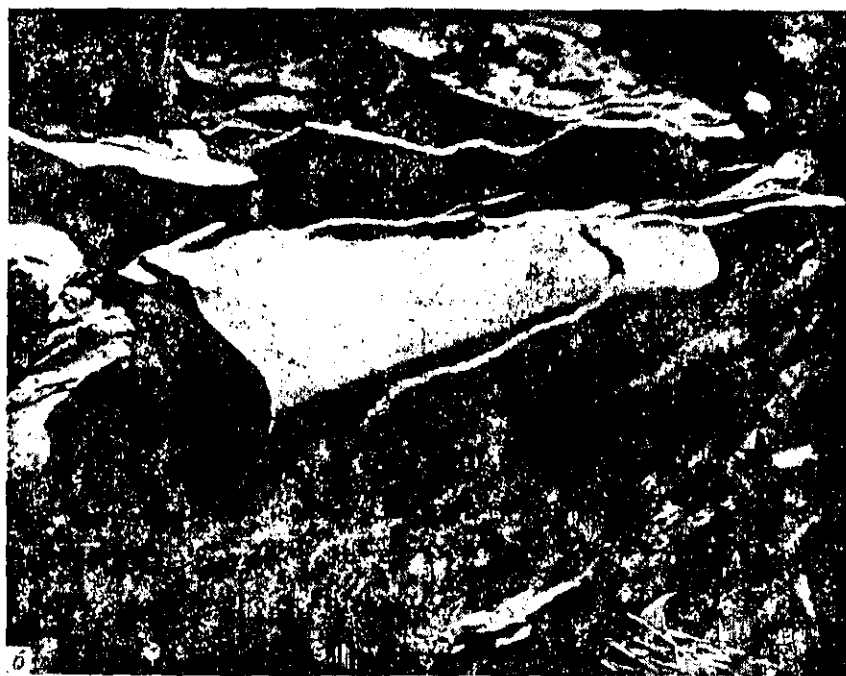
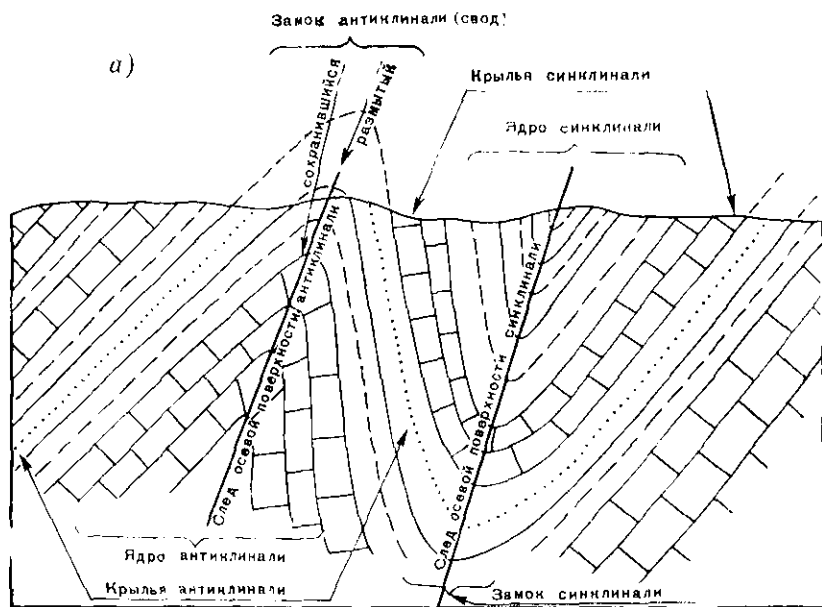


Рис. 29. Элементы складки:
 а — схема; б — антиклинальная складка в толще переслаивания сланцев и мраморов докембрия. Киргизский хребт (фото В. Г. Талицкого). Видны замок, шарнир, крылья

вательности слоев воздержится от выделения антиклинальных и синклиналиных складок и ограничится разделением их на *антиформные* и *синформные* складки. Такое разделение будет основано не на относительном положении пород разного возраста, а на чистой геометрии: антиформные складки всегда выпуклы, синформные всегда вогнуты. К этой терминологии приходится часто прибегать при описании структурных форм в сильнометаморфизованных породах, где дислокации очень сложны, а стратиграфия неясна.

Линия, направленная вдоль складки, проходящая по перегибу какого-либо слоя, называется *шарниром складки*, антиклинальной или синклиналиной. В связи с тем что складки по простиранию имеют поперечные перегибы, шарнир также изгибается в вертикальной плоскости. Это — *ундуляция*, или *волнистость*, шарнира.

Поверхность, соединяющая шарниры, проведенные по залегающим друг на друге слоям, является *осевой поверхностью* складки (см. рис. 29, а). В зависимости от формы складки она может быть вертикальной, наклонной или горизонтальной, плоской или изогнутой в вертикальном и горизонтальном направлениях. При симметричных складках осевая поверхность делит угол между крыльями пополам. Плоская осевая поверхность называется *осевой плоскостью*.

Линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью называется *осью* складки. Пересечение той же осевой поверхности с неровным рельефом образует кривую линию, форма которой зависит от рельефа и наклона складки. Она совпадает с осью только в случае, если поверхность земли горизонтальна. Для лежащей складки это определение оси теряет смысл. В этом случае вводится понятие гребня антиклинали или антиформы и дна

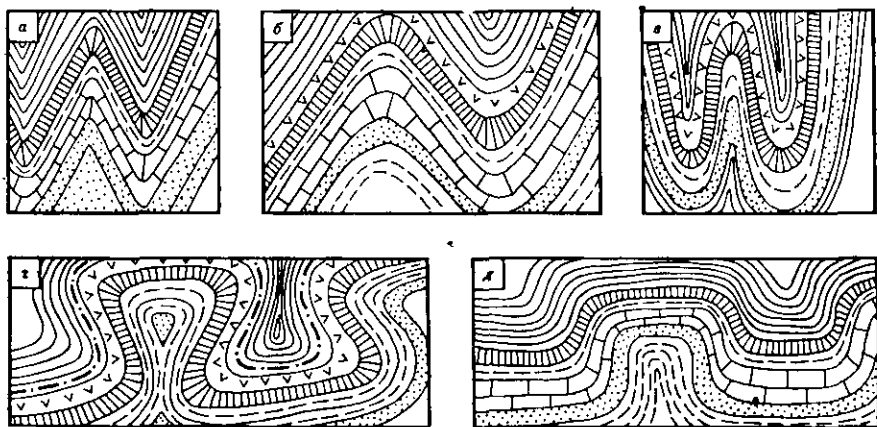


Рис. 30. Складки с разной формой замков (схема):
а — острые, или стрелчатые; б — округлые; в — изоклиналиные; г — всеорооб-разные; д — сундучные, или коробчатые

(или киля) синклинали или синформы. *Гребень* — это линия, соединяющая самые высокие точки поверхности какого-либо слоя, а *дно*, или *киль*, — линия, соединяющая самые глубокие точки любого слоя (см. рис. 32).

По форме поперечного сечения различают складки (рис. 30): с острым замком (острые, или стрельчатые), с округлым замком (округлые), изоклиналиные (крылья на большей своей части параллельны между собой), веерообразные (характерно поперечное пережимание складки, в связи с чем может наблюдаться отделение ядра от пород того же возраста ниже пережима). Кроме того, выделяют складки сундучные, или коробчатые, для которых характерны широкий пологий замок и крутые крылья.

Складки различаются также по наклону осевой поверхности и крыльев (рис. 31). Если осевая поверхность вертикальна и оба крыла наклонены приблизительно симметрично, говорят о прямых складках. Если осевая поверхность наклонена, крылья асиммет-

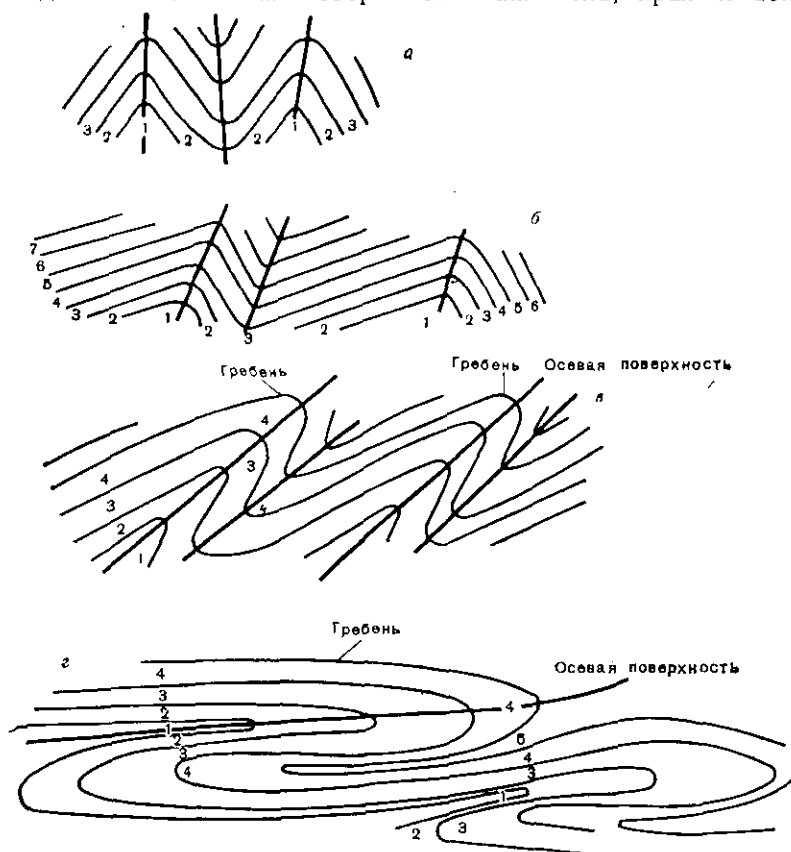


Рис. 31. Складки с различным положением осевых поверхностей (схема): а — прямые; б — наклонные; в — опрокинутые; г — лежачие. Цифры — номера слоев от древних к молодым

ричны (одно крыло круче другого), но залегание обоих крыльев нормальное, т. е. врозь на антиклиналях и навстречу друг другу в синклиналях, то мы имеем дело с наклонной складкой. Если при наклонной осевой поверхности на одном крыле слои оказываются в перевернутом залегании, то это опрокинутая складка. При горизонтальном положении осевой поверхности следует говорить о лежащих складках. Наконец, встречаются складки пыряющие, или перевернутые, когда осевая поверхность перешла через горизонтальное положение и получила обратный наклон (рис. 32). Это и есть тот случай, когда антиклинали становятся вогнутыми кверху и кажутся синклиналями, а синклинали становятся выпуклыми и кажутся антиклиналями.

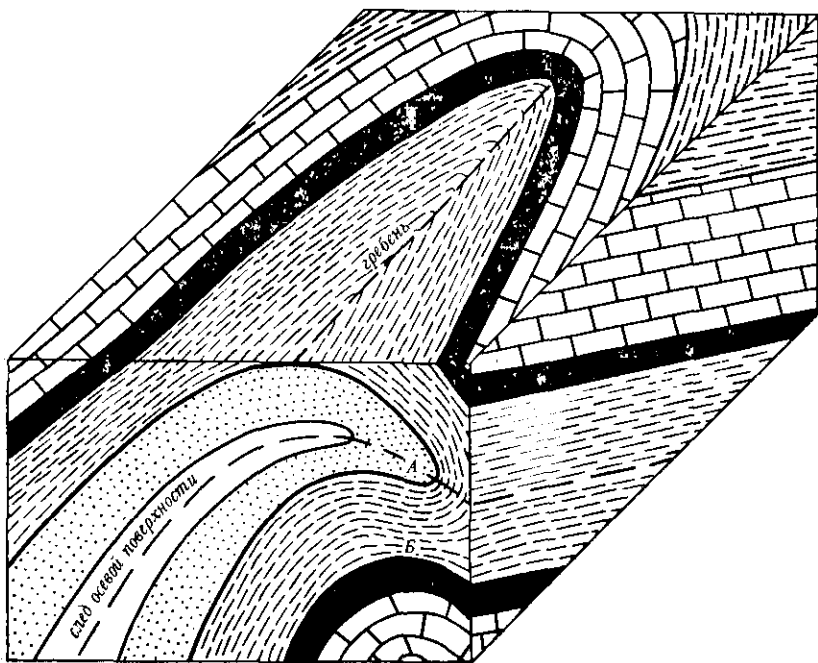


Рис. 32. Пыряющая антиклиналь (схема). При неясной стратиграфии часть структуры А регистрируется как синформа, часть структуры Б — как антиформа

Поскольку разные морфологические особенности могут сочетаться в одной и той же складке, характеристика последней может быть комбинированной. Например, складка может быть синклинальной и одновременно изоклинальной и лежачей, или антиклинальной, острой и одновременно наклонной и т. д.

Морфологические различия могут быть подмечены между складками и при рассмотрении их в плане и продольном разрезе. Положение складок в плане характеризуется простираем их

осей. Простиранне складки может быть выдержанным на значительном протяжении, но может и меняться, так что складка становится извилистой в плане. Складка по простиранню может ветвиться. Это явление называется *виргацией* складки.

Поскольку ни одна складка не продолжается по простиранню бесконечно, какая-то ундуляция шарнира оказывается последней. На окончании антиклинали шарнир опускается и складка постепенно сливается с окружающим горизонтальным залеганием слоев (или по простиранню антиклинали появляется синклиналь), а на окончании синклинали шарнир поднимается и складка тоже теряется среди горизонтальных слоев или переходит в свою противоположность — антиклиналь.

Там, где складка по простиранню заканчивается, создаются особые условия залегания слоев. На погружении антиклинали слои описывают дугу, и их падение в отдельных точках соответствует радиусам этой дуги и направлено к внешней ее стороне. На окончании синклинали слои на эрозионной поверхности также образуют дугу, но падают внутрь последней.

Форма залегания слоев на окончании (т. е. погружении) антиклинали называется *периклиналью* (рис. 33, А). Форма залегания слоев на окончании (т. е. воздымании) синклинали называется *центриклиналью* (рис. 33, Б). Обычно на периклиналях и центриклиналях наблюдается более пологое залегание слоев, чем на крыльях той же складки. Но изредка встречаются крутые периклинали и центриклинали и даже опрокинутые, когда слои подвертываются под окончание антиклинали и нависают над окончанием синклинали. В последнем случае складки становятся всеоразными в продольном разрезе.

В сложнодислоцированных метаморфических толщах, а также внутри диапировых куполов (см. ниже) часто наблюдаются складки с вертикальными шарнирами. Такие складки видны на горизонтальных срезах, тогда как в вертикальных обнажениях можно видеть лишь вертикальное залегание слоев. Складки с вертикальными шарнирами обладают теми же морфологическими особенностями, что и складки с горизонтальными шарнирами, только все элементы складок как бы повернуты на 90° вокруг горизонтальной оси, поперечной к простиранню складок. Очевидно, что правильно понять характер складок в таких случаях можно только при хорошем знании стратиграфической последовательности слоев.

Размеры складок различны и определяются длиной, шириной и высотой. Длина измеряется в плане и продольном разрезе, ширина — и в плане и в поперечном разрезе, высота — в любом вертикальном срезе. Длина складки определяется по оси между точками погружения шарнира (для антиклинали) или его воздымания (для синклинали). Ширина синклинальной складки может быть определена расстоянием между осевыми поверхностями (или осями) двух соседних, расположенных по обе стороны от синклинали антиклинальных складок. Аналогично . ширина анти-

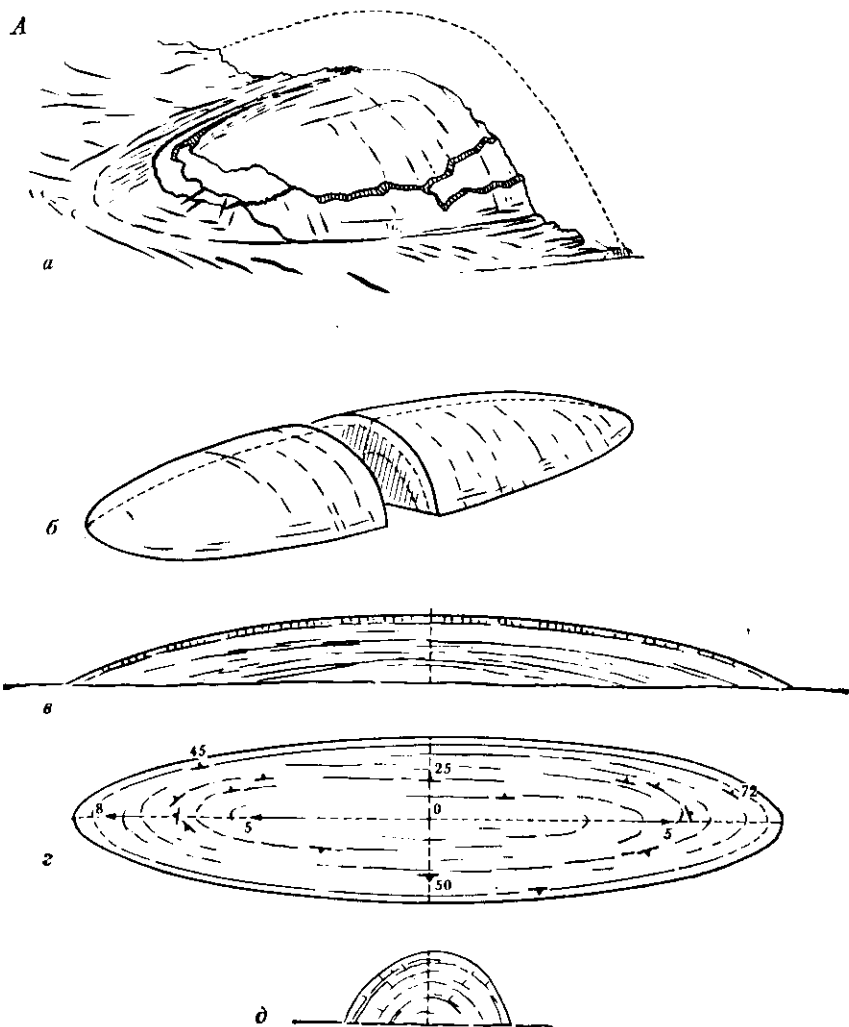


Рис. 33. Брахискладки.

А: *а* — часть брахиантиклинали в известковых сланцах силура, фьорд близ Осло, Норвегия (по Х. Шольцу), видна периклиральная складка; схема той же брахиантиклинали: *б* — восстановленная полностью складка; *в* — продольный разрез; *г* — складка в плане, видно падение слоев на крыльях складки и на двух периклиналих; *д* — та же складка в поперечном разрезе.

Б: центриклинальное замыкание брахисинклинали в миоценовых мергелях и песчаниках. Белуджистан (фото Арн. Гейма)

клинальной складки равна расстоянию между осями двух ограничивающих ее синклиналей. Ширина складки может быть определена для любого произвольно избранного горизонтального среза по расстоянию между выходами какого-либо слоя на противополо-



ложных крыльях. Таким образом определяется условная ширина складки, отнесенная к определенному уровню и измеренная по определенному слою. Этот условный метод особенно удобен в тех случаях, когда различна форма антиклиналей и синклиналей. Например, при гребневидной складчатости (см. ниже) с острыми антиклиналями и пологими синклиналями.

Высота или глубина складки измеряется по вертикальному расстоянию между высотой залегания слоя в замках соседних складок (антиклинальной и синклинальной). Если длина складки больше, чем в 3 раза, превышает ширину, то такая складка называется *линейной*. Если длина складки всего в 2—3 раза превышает ее ширину, то мы имеем дело с *брахискладкой* (см. рис. 33). Удлиненная, расположенная изолированно брахантиклиналь называется *валом*. Встречаются также складки, известные под названием куполов и мульд. *Купол* представляет собой антиклинальную складку, округлую или неправильно округлую в плане. *Мульда* — такая же округлая синклиналь. Такие складки не имеют простирания, так как у них нет выраженной оси.

Изменение формы складок с переходом от одних слоев к другим

Опускаясь или поднимаясь по вертикальному разрезу земной коры, можно заметить, что в одних случаях форма складок сохраняется на значительном участке разреза, тогда как в других случаях слои, лежащие друг на друге, смяты различно.

Если в смятой в складки толще поверхности слоев образуют дуги, как бы описанные из одного центра, то такие складки называются *концентрическими* (рис. 34, а). Эти складки быстро выпо-

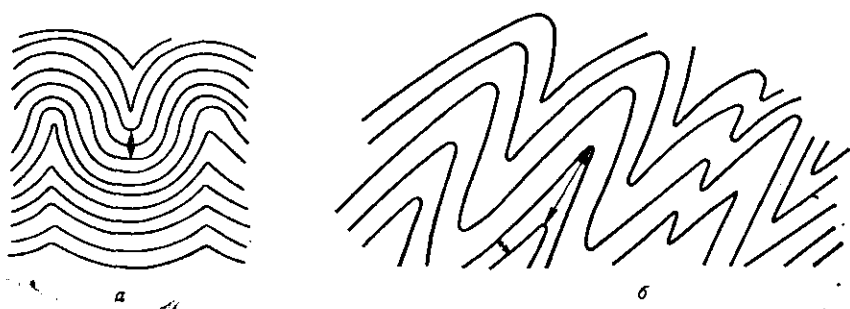


Рис. 34. Складки концентрические (а) и подобные (б) (схема). Стрелки — мощности слоев

лаживаются вверх и вниз по разрезу и не могут захватывать значительные по мощности пакки слоев.

В большинстве случаев мы имеем дело с подобными складками (рис. 34, б). В них все слои имеют одинаковую форму изгиба. Не-

пременное условие существования подобных складок — большая мощность слоев в замках складок, нежели на крыльях. Такие изменения мощности слоев в пределах каждой складки представляют собой вторичное явление, вызванное перетеканием материала с крыльев складок в их замки в процессе складкообразования. О механизме этого процесса говорится дальше.

Если антиклиналям в более глубоких слоях соответствуют антиклинали в более высоких слоях и также соответствуют друг другу и синклинали в слоях, лежащих друг над другом, то такие складки являются гармоничными. Складки не перестанут быть гармоничными, если вверх по разрезу меняется их наклон (на-



Рис. 35. Дисгармоничные складки в тонкослоистых кремнистых известняках и сланцах. Калифорния, США (по Л. Е. Вейсу)

пример, прямые складки в глубоких слоях становятся наклонными или лежащими в верхних).

Распространены, однако, случаи, когда такого совпадения в расположении антиклинальных и синклиналиных складок в разных слоях нет, когда над антиклиналью в других слоях существует синклиналь или когда размер складок в разных слоях или разных пачках различен, в связи с чем количество складок в разных слоях различно. Передко при этом в одной и той же толще слои более мощные и твердые (например, слои песчанников) изогнуты в широкие спокойные складки, а тонкие и мягкие (например, слои глинистых сланцев) образуют мелкие сжатые складки. Это явление несовпадения складок в разных слоях носит название *дисгармонии* (рис. 35), а складки в разных слоях, не совпадающие друг с другом, называются *дисгармоничными*.

Явление дисгармонии может рассматриваться в разных масштабах. Например, мелкие складки в тонких слоях могут быть дисгармоничными, а большие складки, образованные мощными пачками слоев, могут быть здесь же гармоничными.

Дисгармонию не следует смешивать с угловым несогласием. При дисгармонии складки разных размеров и формы образуются одновременно, тогда как угловое несогласие указывает на то, что складки в нижнем комплексе образовались раньше, чем в верхнем.

Встречаются антиклинальные складки, у которых в замках мощности слоев уменьшаются по сравнению с крыльями, а некоторые слои полностью выклиниваются. Для антиклинальных складок с утонченными замками характерно выполаживание крыльев

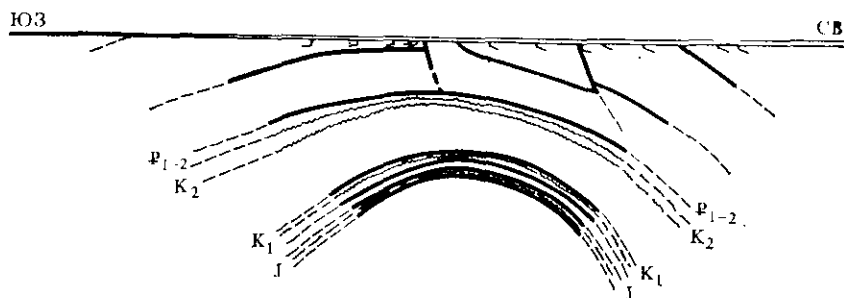


Рис. 36. Уменьшение мощностей на своде поднятия. Схематический разрез через купол Берекей (по П. Н. Куприну, из Ю. А. Косыгина)

вверх по разрезу (рис. 36). Изменение мощности слоев в этом случае представляет собой первичное явление, связанное с условиями формирования таких складок, что будет рассматриваться дальше.

Диапировые складки

Складки, называемые *диапировыми*, характеризуются тем, что материал одной из участвующих в деформации толщ перетекает,

оттекая из одних мест (где первичная вертикальная мощность толщи уменьшается) и сгущаясь в других, где вертикальная мощность той же толщи возрастает и где, благодаря этому, вышележащие толщи либо приподнимаются, либо к тому же еще и протыкаются материалом подвижной толщи.

Скопление материала перетекающей толщи в зависимости от взаимодействия с покрывающей толщей образует ядро нагнетания или ядро протыкания. Последнее называется также диапировым ядром, а вся структура в целом — складкой нагнетания, или диапировой складкой.

Для образования подобного типа структур необходимы два фактора: контраст вязкости и инверсия плотности между толщей пород, залегающих на некоторой глубине (сотни метров или несколько километров), и вышележащими породами. На глубине должны находиться породы значительно менее вязкие (т. е. текучие), чем породы, лежащие выше. Породами, обладающими малой вязкостью в условиях температуры и давления, собственных глубинам в несколько километров, могут быть соль, гипс, глины, тонкослоистые мергели, уголь и некоторые другие. Наиболее типичны диапировые складки с ядрами, сложенными солью, — соляные диапиры. В их строении участвуют три комплекса пород, находящихся в разных условиях залегания (рис. 37, а). Основное значение имеет средний комплекс, сложенный солью — породой, отличающейся в условиях небольших глубин под поверхностью земли и при малой скорости деформации высокой текучестью. Этот соляной комплекс первоначально имел равномерную мощность на значительной площади. В процессе деформации он оказался в некоторых местах раздавленным и его материал из этих мест был выжат в другие места, где мощность его соответственно увеличилась. Такие деформации обычно вызываются вторым из упомянутых факторов — инверсией плотности, т. е. тем, что пластичный комплекс обладает меньшей плотностью, чем породы верхнего комплекса. В этих условиях породы пластичного комплекса стремятся всплывать сквозь верхний комплекс, что и ведет к их выжиманию из одних мест и нагнетанию в другие. Механизм этого процесса подробнее будет рассмотрен в гл. 6.

Раздувы пластичного комплекса, т. е. ядра диапировых складок, имеют разную форму: они образуют линзы, гребни, конусы, цилиндры или колонны, колонны вверху могут расширяться и становиться грибообразными. Высота ядра может измеряться несколькими километрами.

В плане ядра диапировых складок обычно бывают круглыми и овальными. Характерны ядра в виде колонн высотой в несколько километров и шириной в сотни метров. Но существуют и линейно вытянутые диапировые складки. Они обычно вытягиваются вдоль разрывов. Их ядро имеет форму гребня или ребра.

Если соль слонста, то внутри ядра можно увидеть узкие, сильно сдавленные изоклинальные, очень неправильные складки, шарниры которых нередко бывают вертикальными (рис. 37, б).

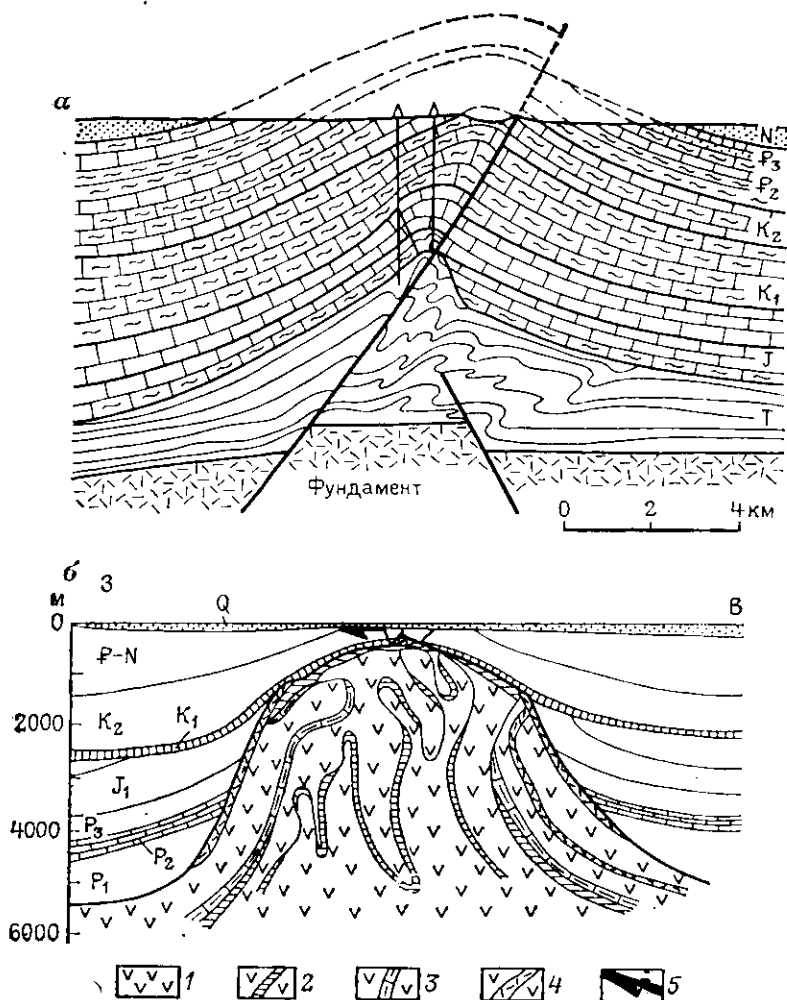


Рис. 37. Диапировые соляные купола, складчатость нагнетания в диапировых ядрах:

a — антиклиналь Одиень в Аквитанском бассейне, Франция (по Ж. Дюпун-Каме); *б* — диапировый купол (по А. Бентцу); ядро сложено породами пермского возраста: 1 — соль; 2 — глина; 3 — известняки; 4 — ангидрит; 5 — мергели. Покрывают ядро различные осадки мезозоя и кайнозоя

Породы верхнего комплекса, лежащего на пластичном, под давлением последнего приподнимаются в форме купола, брахи-антиклинали или линейной антиклинали. Преобладает куполовидная форма, в связи с чем вся эта группа структур обычно именуется диапировыми куполами. Но не следует забывать, что имеют распространение и линейные диапировые складки. Верхний комп-

леке всегда бывает осложнен многими разрывами (см. ниже). Если соль протыкает верхний комплекс пород, то слои последнего задираются у края соляного ядра и окружают его в виде «воротника».

Целесообразно диапировыми складками (куполами), или складками протыкания, называть именно такие, в которых ядро протыкает вышележащие слои. Если же ядро имеет форму линзы и только приподнимает вышележащие слои, то такие складки могут именоваться складками нагнетания.

Вокруг диапирового купола или вдоль бортов линейно вытянутой диапировой складки слои верхнего комплекса образуют периферический прогиб, который в случае купола является кольцевым. Он находится над тем местом, откуда были выжаты породы текучего комплекса, образовавшие диапировое ядро. Этот периферический прогиб называется *компенсационной мульдой*. Такие мулды выражены по-разному. Иногда они очень четкие, иногда широкие и распылчатые.

Строение нижнего комплекса пород, залегающего под пластичным, обычно известно плохо. Однако ясно, что залегание его отличается от залегания обоих верхних комплексов. Иногда нижний комплекс залегает спокойно, т. е. горизонтально или пологомонклинально, или образует пологие мулды и купола, не соответствующие складкам в вышележащих слоях. Иногда он разбит вертикальными разрывами на блоки, поднятые и опущенные относительно друг друга. Было замечено, что линейно вытянутые гребневидные диапировые складки часто образованы над структурными уступами в фундаменте, подстилающем пластичную толщу.

Деформации, сопутствующие складкам

Смятие слоев в складки сопровождается некоторыми другими деформациями слоев, которые накладываются на складки и их усложняют. Причины и механизм образования этих дополнительных деформаций будут рассмотрены дальше (см. гл. 6 и 8). Здесь же мы ограничимся преимущественно кинематической и морфологической характеристикой некоторых из них.

Образование складок обычно сопровождается скольжением слоев друг по другу, что ведет к подчеркиванию границ между слоями. Если складки образованы изгибанием слоев под влиянием продольного (т. е. параллельного слоям) сжатия, то как на антиклиналях, так и в синклиналях каждый вышележащий слой скользит относительно нижележащего вверх. Толстая пачка слоев не может изогнуться без скольжения между слоями. Эти относительные смещения слоев вследствие трения создают в слоях напряжения, которые ведут к некоторым дополнительным деформациям. О них удобнее будет говорить дальше.

Наблюдается также расплющивание слоев на крыльях складок и увеличение их мощности в замках как антиклиналей, так и синклиналей. Это явление послонного течения материала слоев с



Рис. 38. Будины в слоях кварцитов протерозоя. Кривой Рог (фото Т. М. Гептнер):
вверху — будины по трещинам скалывания; *внизу* — будины по трещинам отрыва

крыльев к замкам наблюдается в складках с крутыми крыльями, когда продолжающееся горизонтальное сжатие имеет на крыльях составляющую, нормальную к слоям, большую, чем составляющая, параллельная им. Такое послойное перераспределение материала приводит к преобразованию концентрических складок, первыми образующихся при продольном сжатии слоев, в складки

подобные. Разные слои, в зависимости от их механических свойств, текут при этом в разной степени, и их первичная мощность на крыльях и в замках изменяется по-разному. Если среди более пластичных, способных к большему течению, слоев залегает слой менее пластичный, то нередко этот последний не успевает деформироваться равномерно вместе с окружающими слоями и его удлинение будет выражено либо в *разлинзовании*, т. е. в появлении в слое многократно следующих друг за другом пережимов и утолщений, либо в явлении *будинажа*, т. е. в раскалывании на куски, которые раздвигаются, а промежутки между ними заполняются внедрившимся пластичным материалом соседних слоев или минеральным веществом, выпавшим из растворов. Куски («будины»), на которые разделяется слой, могут иметь разную форму концов: в одних случаях концы их тупые, как бы обрубленные поперек слоя, в других — оттянутые, заостренные. В последнем случае будины имеют форму линз, длинная ось которых направлена косо по отношению к слою (рис. 38).

Очень важной сопровождающей складки структурой является *кливаж*. Это вторичная структура, связанная с деформацией пород. Кливажем называется расщепление горных пород на тонкие параллельные пластинки, независимые от слоистости и обычно секущие слои. Кливаж проявляется главным образом там, где складки сильно сжаты, и преимущественно в глинистых породах (аргиллитах). В породах грубозернистых и относительно твердых (например, в песчаниках или известняках) кливаж проявляется в меньшей степени. Он может совсем отсутствовать в них, тогда как рядом в глинистых слоях хорошо развит. Если же кливаж есть и в более твердых породах, то толщина кливажных пластинок (микролитонов) различна; в аргиллитах она много меньше, чем в песчаниках: доли миллиметра в первых случаях и до нескольких сантиметров — во вторых. Тонкий кливаж в глинистых породах называют *кливажем течения*, а грубый кливаж в твердых породах выделяется в качестве *кливажа раскола*.

В мощных глинистых толщах кливаж течения, как правило, параллелен осевой поверхности складки. Если складка не изоклиная, такой кливаж сечет слои как в замке, так и на крыльях. В этих случаях он может быть использован для определения залегания слоев: нормального или перевернутого. Если кливаж залегает круче слоев, это свидетельствует о нормальном залегании последних. Если же он залегает положе слоев, то слои находятся в опрокинутом положении. В изоклиальных складках кливаж сечет слои в замках складок и параллелен слоям на крыльях (рис. 39).

Интенсивно развитый кливаж, особенно в толщах без большого литологического разнообразия, маскирует слоистость, и последняя может стать трудно распознаваемой.

Если толща состоит из различных чередующихся пород, то можно наблюдать, как с приближением к слою песчаника или известняка, залегающего среди слоев глинистых сланцев, кливаж

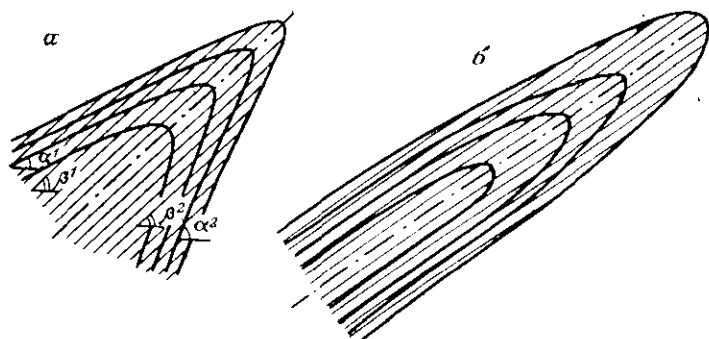


Рис. 39. Кливаж течения (схема):
 а — опрокинутая округлая антиклинальная складка; кливаж показан тонкими линиями: на нормальном крыле угол падения слоев α^1 меньше угла падения кливажа β^1 , на опрокинутом крыле α^2 больше β^2 ;
 б — опрокинутая изоклиная антиклиналь — кливаж на крыльях параллелен слоям, в замке — сечет их;
 в — кливаж в складке в девонских сланцах Южного Девоншира (по И. У. Косгрове)

собирается в пучки, сходящиеся к более редким разделам в относительно твердом слое. Кроме того, с переходом от более мягкой к более твердой породе часто наблюдается преломление кливажа: в относительно твердой породе кливаж уже не параллелен осевой поверхности, а отклоняется от нее. В антиклиналях он расходится веерообразно вверх, а в синклиналях — вниз. Это *прямой веерообразный кливаж*. Встречается и *обратный веерообразный кливаж*, сходящийся вверх в антиклиналях и вниз — в синклиналях. Он наблюдается в тонких слоях пластичных пород, заключенных между толстыми твердыми слоями (рис. 40).

Очень грубый и редкий кливаж в твердых слоях может быть выражен изогнутыми трещинами, разделяющими слой на линзы. Это сочетание грубых изогнутых трещин и линз между ними носит название «*муллион-структура*». Как и кливаж, она в целом параллельна осевой поверхности складок и сечет слои — нормально в замках складок и под углом на крыльях. Вдоль разделов между линзами обычно проникает глинистый материал соседних слоев. В результате вместо сплошного слоя песчаника или

известняка наблюдается полоса линз, плавающих в глинистой массе. Муллион-структура отличается от линз и будин, связанных с растяжением слоев, тем, что муллионы пересекают слой (в замке складки они вытянуты поперек слоя) (рис. 41).

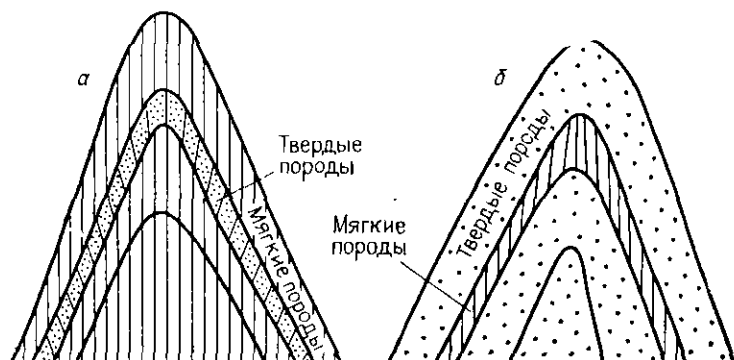


Рис. 40. Кливаж всеорообразный (схема):
а — прямой; б — обратный (в мягких породах)



Рис. 41. Муллион-структуры в мраморах и сланцах докембрия.
Западная часть Киргизского хребта (фото В. Г. Талицкого)

Макроскопически кливаж выражен на выветрелых поверхностях породы в виде трещинок и зазубрин; его выражением является также раскалывание породы на гладкие параллельные пластинки. Под микроскопом хорошо развитый кливаж течения выражен параллельной ориентировкой глинистых и других плоских

минералов. Местные отклонения от этого параллелизма наблюдаются там, где в глинистую массу включены более твердые зерна (например, кварца) и где поверхности кливажа обтекают эти зерна (рис. 42).

Встречается кливаж, который характеризуется тем, что плоская ориентировка слюд и других минералов не пронизывает его равномерно, а концентрируется в отдельных узких полосах. Между этими полосами слюды и другие плоские минералы расположены под углом к указанным полосам. В целом в разрезе породы видны тесно расположенные мелкие флексуры. Этот кливаж требует для своего образования не только параллельной ориентации плоских зерен, но и скольжения пластин кливажа относительно друг друга. Поэтому такой кливаж называется *кливажем скольжения*. В некоторых случаях микролитоны оказываются смятыми в мелкую пloidчатость, образуя *кливаж пloidчатости*. (Подробнее об условиях образования кливажа см. гл. 8.)

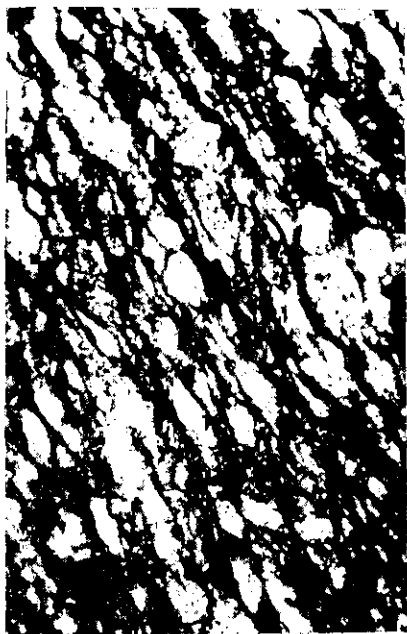


Рис. 42. Микроструктура кливажа течения в аргиллитах флишевого синклинория Большого Кавказа (фото Н. Б. Лебедевой). Белое — твердые зерна кварца

От кливажа следует отличать *сланцеватость*. Последняя присуща породам, подвергшимся метаморфизму. Сланцеватость является результатом перекристаллизации с образованием плоских, расположенных параллельно друг другу зерен вторичных кристаллов слюд, хлорита, эпидота и других минералов. Сланцеватость часто возникает по кливажу. Но она может образоваться и по первичной слоистости глин. Образовавшаяся по кливажу сланцеватость подчиняется тем же закономерностям расположения относительно складок, которые характерны для кливажа. Сланцеватость, возникшая по первичной слоистости, остается параллельной слоям и вместе с ними изгибается в складки. Эту послойную сланцеватость в породах, подвергшихся сильному смятию, легко спутать со сланцеватостью по кливажу, особенно если деформации являются результатом многократного взаимного наложения складок разной ориентировки.

При большой степени метаморфизма сланцеватость переходит в метаморфическую полосчатость, являющуюся результатом метаморфической дифференциации, т. е. разделения породы на слое-

подобные зоны, образованные чередованием светлых минералов (преимущественно кварца и полевых шлатов) и темных кристаллов биотита, роговой обманки и некоторых других. Такая текстура пород называется, как известно, гнейсовой, а сами породы — гнейсами. Отношение гнейсовой полосчатости к первичной слоистости, как мы видим, может быть различным, поскольку полосчатость может образоваться как по первичной слоистости, так и по кливажу. Второй случай наблюдается чаще, чем первый (см. гл. 6).

Группировка складок

Складки, как правило, не встречаются в единичном проявлении. Обычно они образуют группы. Более крупные складки могут осложняться наложенными на них складками более мелкими. Тип складок при этом сохраняется: например, крупные куполовидные складки осложняются более мелкими куполовидными же складками, а большие линейные складки осложняются более мелкими



Рис. 43. Пример полной (голоморфной) складчатости.
1 — кембро-ордовик; 2 — силур;

линейными же складками. Может наблюдаться несколько порядков наложенных друг на друга складок, вплоть до мельчайшей пloyчатости.

Чрезвычайно важное значение имеет группировка складок на площади. Совокупность складок, покрывающая некоторую территорию, называется *складчатостью*.

Выделяются разные морфологические типы складчатости, из которых можно выделить два основных типа: *складчатость полную*, или *голоморфную*, и *складчатость прерывистую*, или *идиоморфную*.

Полную, или голоморфную, складчатость характеризуют следующие свойства (рис. 43):

а) непрерывность чередования складок на площади; слои в пределах складчатой зоны смяты в складки повсеместно, так что не остается недислоцированных участков (складчатость сплошь заполняет пространство);

б) равное развитие антиклинальных и синклинальных складок; ширина и амплитуда тех и других, а также их форма одинаковы;

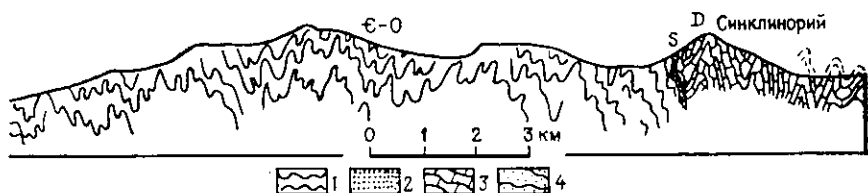
в) линейность складок; складки вытянуты, т. е. их длина значительно больше ширины; складки параллельны друг другу: они

имеют общее простираание в пределах широких полос; если простираание меняется, то такое изменение охватывает широкую полосу складок;

г) вергентность складок; в широких полосах складок наблюдается их одинаковый наклон в ту или другую сторону; в поперечном разрезе через складчатую зону можно бывает наблюдать изменение вергентности (т. е. направления наклона) складок, но такое изменение всегда охватывает значительное число расположенных рядом складок.

Таким образом, отдельные складки, принадлежащие к этому типу складчатости, составляют части цельной структуры: форма, простираание, наклон не индивидуальны для каждой складки, а являются общими для всей складчатой зоны. Складчатость этого типа характерна для складчатых зон, образующихся в геосинклиналях.

Прерывистой, или идиоморфной, складчатости свойственны признаки, в общем противоположные тем, которые характеризуют



Центральные Пиренеи (по Г. Цварту):
3 — девон; 4 — карбон

полную, или голоморфную, складчатость. Эти признаки следующие (рис. 44):

а) прерывистость или локальность складок; характерно развитие отдельных изолированных складок среди области, в общем, горизонтального залегания слоев;

б) неравное развитие антиклиналей и синклиналей; обычно выражены только антиклинали, тогда как равноправные с ними синклинали отсутствуют; антиклинали разделены участками, где слои залегают горизонтально; форма таких участков определяется формой и взаимным расположением антиклиналей; там, где две изолированные антиклинали близко подходят друг к другу, между ними возникает некое подобие синклинали, но, прослеживая эту структуру по простираанию, мы обнаружим, что она переходит в горизонтальное залегание слоев, как только соседние антиклинали раздвигаются или заканчиваются по простираанию;

в) отсутствие линейности; изолированные поднятия, образующие эту складчатость, представлены преимущественно брахи-антиклиналями и куполами; встречаются и отдельные длинные поднятия (валы), но и они изолированы, простираания их не выдержаны и меняются от одного вала к другому, а иногда и в пределах одного вала так же, как меняются простираания и бра-

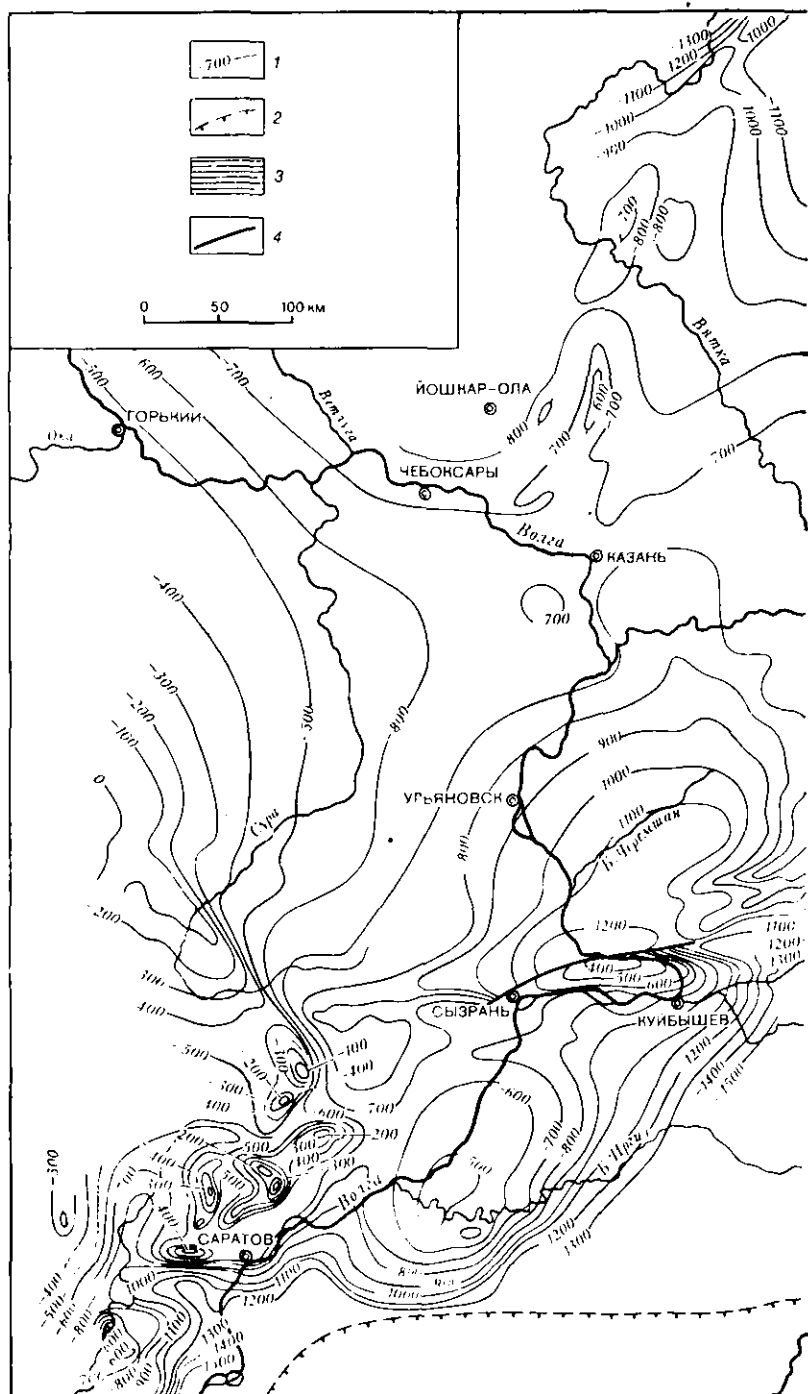
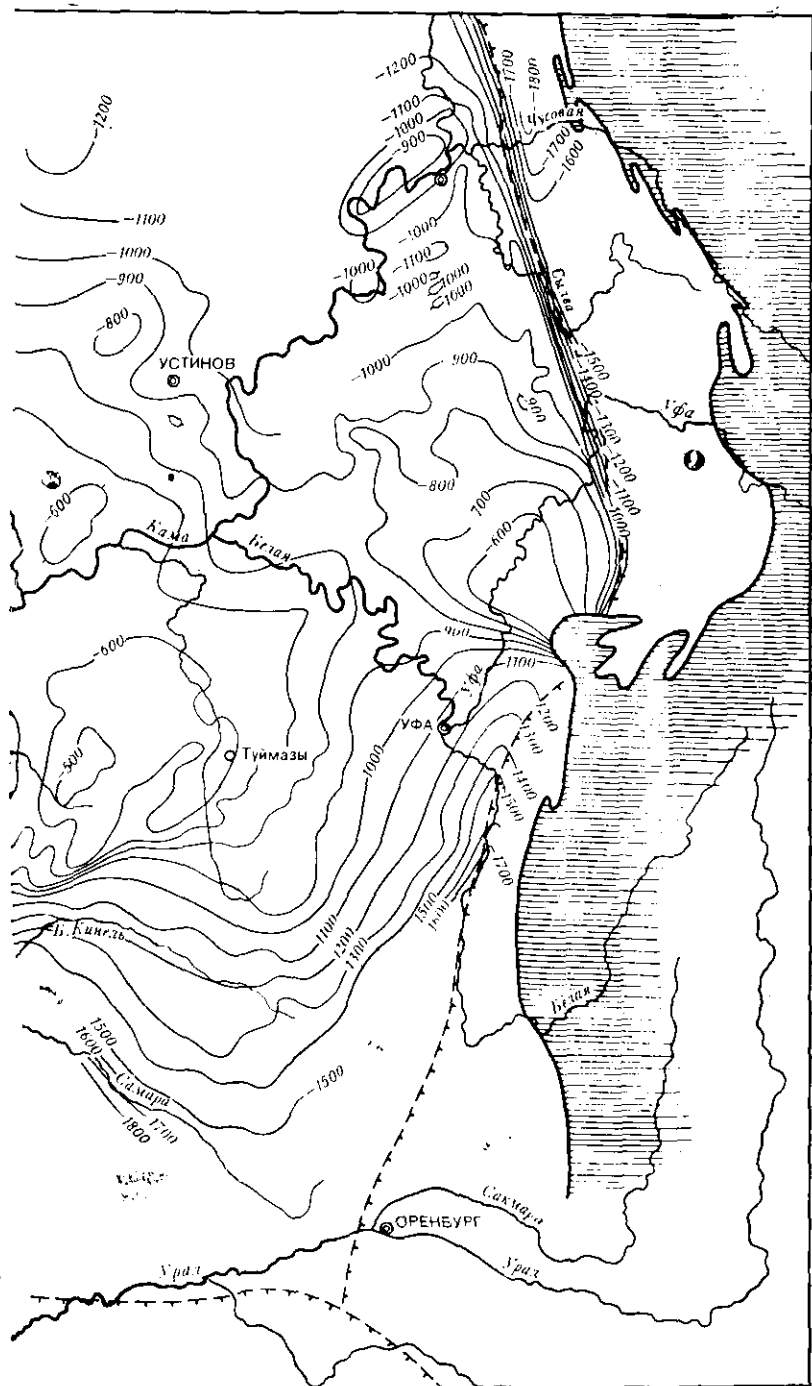


Рис. 44. Прерывистая (идиоморфная) складчатость. Поволжье. Струк-
1 — стратонизогипсы; 2 — граница Предуральяского прогиба; 3 — гер-



турная карта по условному горизонту:
цинская складчатая зона Урала; 4 — крупные разрывы

хиантиклиналей; поднятия имеют разные форму, размеры и амплитуду;

г) отсутствие выдержанной вергенции; многие поднятия, входящие в эту складчатость, асимметричны: одно их крыло круче другого; но асимметрия эта незакономерна: она меняется от одной складки к другой, и даже одна складка в разных своих частях может иметь наклон в разные стороны.

Прерывистая складчатость характеризуется чрезвычайно большим морфологическим разнообразием входящих в нее отдельных складок. Куполообразные складки, принадлежащие к этому типу, сильно различаются и своими размерами, и наклоном своих крыльев. Диаметры куполов бывают от сотен метров до десятков километров. Углы падения слоев на крыльях колеблются от ничтожных (доли градуса) до очень крутых. Амплитуда поднятий от нескольких метров до нескольких километров.

Среди особых проявлений прерывистой складчатости можно указать на отдельные очень крупные поднятия сундучной формы с пологим сводом и крутыми крыльями (или одним пологим, другим крутым крылом). Таковы, например, массивные поднятия Доно-Медведицкого вала и Жигулей на Восточно-Европейской платформе (рис. 45). Они протягиваются на сотни километров, а

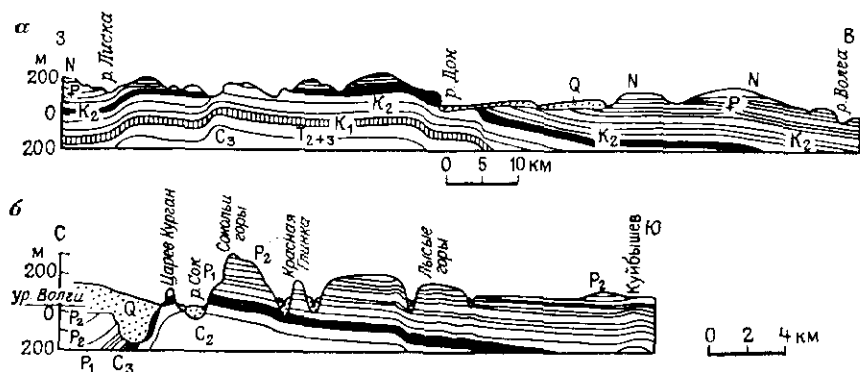


Рис. 45. Крупные сундучные складки:
а — Доно-Медведицкий вал; б — Жигулевское поднятие

их амплитуда измеряется многими сотнями метров. Жигули асимметричны: южное крыло их полого, северное — местами вертикально и нарушено разрывами. Крылья Доно-Медведицкого поднятия осложнены уступами флексур. Вместе с тем в тех же восточных районах Восточно-Европейской платформы широко развиты очень пологие куполовидные поднятия овальной или неправильной формы.

Характерны также низкие пологие вытянутые валы, примером которых является Окско-Цинский вал. Он протягивается на 350 км при ширине 25—40 км и амплитуде 200—300 м. Углы падения слоев на крыльях не превышают $1,5^\circ$.

Облик прерывистой складчатости указывает на то, что, в отличие от полной складчатости, входящие в ее состав складки представляют собой каждая самостоятельную структуру, независимую от других складок. Этот тип складчатости типичен для платформ.

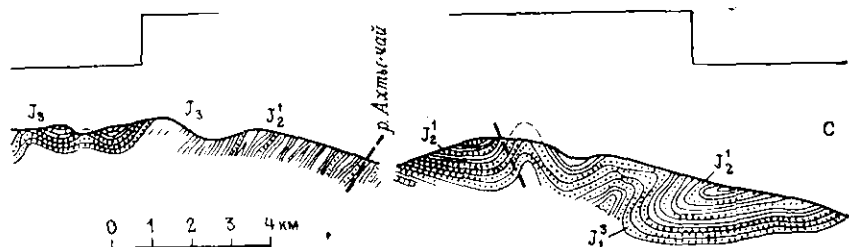
Внутри зон развития полной складчатости в качестве более крупных, чем складки, структурных форм выделяются *антиклинории* и *синклинории*. Первые представляют собой структуры в целом антиклинальные, но объединяющие большое число частных антиклиналей и синклиналей. Вторые являются таким же объединением многих частных складок в форме большого синклинального прогиба. По вергентности складок, входящих в их состав, выделяются антиклинории и синклинории антивергентные и синвергентные. Антиклинории обычно антивергентные: осевые поверхности складок на их крыльях сходятся вниз, т. е. складки наклонены в стороны от оси антиклинория. Синклинории же обычно синвергентные, т. е. складки на их крыльях наклоняются внутрь синклинория.

К тому же порядку структур, к которому принадлежат антиклинории и синклинории, относятся описанные выше антеклизы и синеклизы. Различие между ними в том, что в антиклинории и синклинории группируются складки полного типа и развиты эти структуры в складчатых зонах. Антеклизы и синеклизы осложнены складками прерывистого типа и приурочены к платформам.

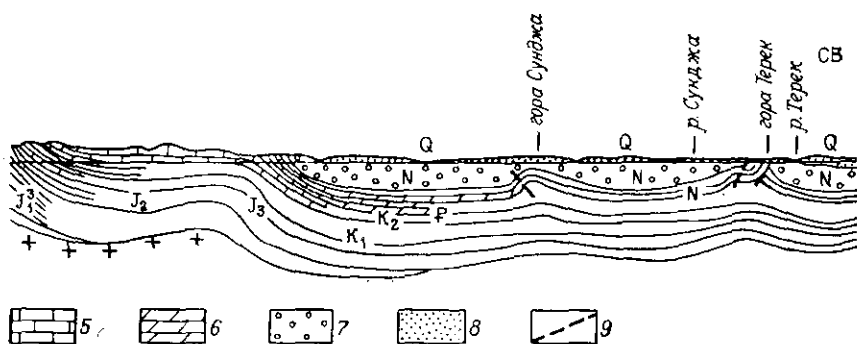
Характерными для зон полной складчатости структурами более крупными, чем складки, являются также структурные ступени. Они выражены в том, что *зеркало складок*, т. е. поверхность, проведенная по разновозрастным слоям на уровне замков антиклиналей или синклиналей, на крыльях антиклинориев и синклинориев, не наклоняется плавно, а опускается или поднимается уступами (рис. 46).

Кроме двух указанных основных морфологических типов складчатости выделяется *складчатость промежуточного типа*, которая объединяет признаки как полной, так и прерывистой складчатости. Промежуточная складчатость в свою очередь подразделяется на два подтипа: *гребневидную* и *коробчатую*, или *сундучную*.

Гребневидная складчатость характеризуется чередованием резко выраженных антиклиналей и широких пологих синклиналей (рис. 47). Неравное развитие антиклиналей и синклиналей сближает эту складчатость с прерывистой. Однако синклинали в гребневидной складчатости все-таки существуют, хотя бы и пологие. Кроме того, гребневидная складчатость отличается хорошо выраженной линейностью: антиклинали имеют форму вытянутых валов или удлиненных брахиантиклиналей. В ряде случаев было установлено, что в ядрах гребневидных антиклиналей сосредоточены скопления пластичного материала, выжатого из-под соседних широких синклиналей. Иногда этот пластичный материал вы-



шого Кавказа (по А. В. Долицкому). Линия над профилем показывает



Кавказа (по А. А. Сорскому):

4 — сланцы и песчаники; 5 — известняки; 6 — мергели; 7 — пески и глины; 8 — известняки; 9 — известняки. В юго-западной части профи-

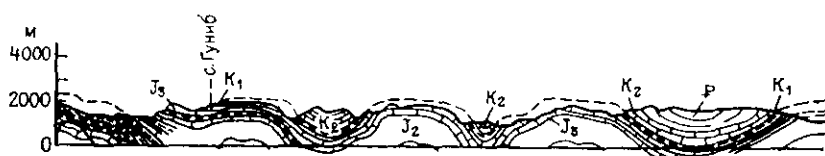


Рис. 48. Коробчатая (сундучная) складчатость. Дагестан (по В. Н. Шолпо)

СВЯЗНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Описанные первичные формы залегания эффузивных и интрузивных магматических пород могут быть видоизменены в процессе тектонических деформаций. Может измениться также и внутренняя структура тех же пород.

Поскольку преимущественная форма залегания эффузивных пород пластовая, т. е. сходная с формой залегания осадочных пород, дислокации, наблюдаемые в эффузивных покровах, аналогичны деформациям в слоистых осадочных породах. Слои эффузивных пород сминаются в складки вместе с осадочными слоями. Так как эффузивные породы обычно тверже осадочных, они часто разлинзовываются и разделяются на будины. Аналогичным образом ведут себя под влиянием тектонических напряжений и пластовые интрузивы, которые также сминаются в складки, разлинзовываются и будинируются.

Иначе дело обстоит с массивными интрузивами, например со штоками или батолитами. В этих случаях многое зависит от степени текстурной анизотропии интрузивной породы. Если текстура ее линейно-плоскопараллельная, то при благоприятной ориентировке текстуры по отношению к сжимающим тектоническим напряжениям она может играть ту же механическую роль, какую в осадочных породах играет слоистость, т. е. благодаря возможности взаимного скольжения параллельно ориентированных кристаллических зерен текстурные поверхности могут изогнуться в складки. Поскольку текстурные прослои очень тонки (их толщина определяется толщиной отдельных плоских минералов), образующиеся при этом складки также очень мелкие. Это не столько складчатость, сколько мелкая пloyчатость или морщинистость прослоев. Всякие иные неоднородности во внутреннем строении интрузива также оказывают влияние на изменение его формы.

Если кристаллы в интрузивном массиве ориентированы беспорядочно и, таким образом, в крупных объемах порода оказывается в среднем изотропной, то тектоническое сжатие вызывает в массиве более однородную деформацию. При горизонтальном сжатии интрузивное тело станет равномерно короче в горизонтальном направлении и длиннее — в вертикальном (рис. 49).

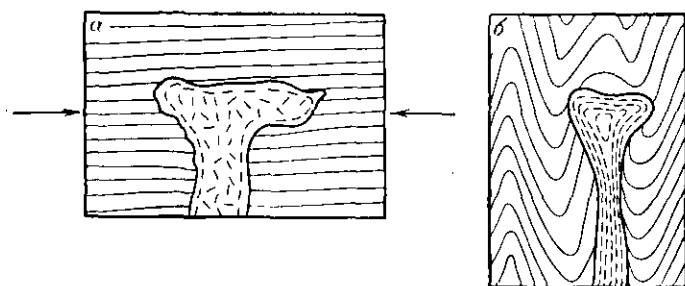


Рис. 49. Деформация интрузивного тела, расположенного внутри слоистой толщи, под влиянием горизонтального сжатия (схема): а — до деформации; б — после деформации

Такая деформация происходит путем взаимных перемещений внутри массива зерен или более крупных блоков в соответствии с направлениями максимальных касательных напряжений.

Если порода во время деформации была пластичной, деформация протекает без нарушения связности. При этом может образоваться новая, вторичная, ориентированная текстура в породе. Первичная ориентированная текстура возникает, когда порода еще в значительной степени жидкая, и ориентировка кристаллов представляет собой результат их поворота в жидкой среде. При образовании вторичной текстуры (деформационной) большую роль играет ориентированная перекристаллизация в твердом состоянии. Действует «правило Рикке», по которому вещество на гранях кристаллов, находящихся под большим давлением, растворяется, а на гранях, находящихся под меньшим давлением, перетлагается. Поэтому кристаллы уплощаются по направлению максимального сжатия и удлиняются в направлении минимального сжатия, т. е. деформируются, как и порода в целом.

Вторичная деформационная текстура может возникнуть в той породе, в которой была и первичная текстура. Последняя может в той или иной мере сохраниться и «просвечивать» сквозь первую, но может и полностью уничтожиться.

Как бы не деформировался интрузивный массив, он всегда деформируется иначе, чем окружающие его слоистые осадочные породы. Поэтому в тех случаях, когда интрузивные массивы деформировались одновременно с вмещающими осадочными породами, между теми и другими наблюдаются крупные разрывы или мелкие срывы и дисгармония.

До неузнаваемости искажается облик интрузий в областях, претерпевших очень большие и сложные деформации. Такие деформации наблюдаются, например, в древних глубокометаморфизованных толщах пород. В этих условиях интрузии нередко превращаются в узкие длинные извивающиеся ленты, обычно расчлененные на будины.

Из сказанного видно, что взаимоотношения внешней формы и внутреннего строения интрузивных массивов с вмещающими осадочными породами в зонах тектонических деформаций разнообразны и сложны. Изучение их представляет особый раздел структурной геологии, который только в самых общих чертах мог быть здесь рассмотрен.

РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Разрывные дислокации разделяются на две основные группы: разрывы без смещения, или трещины (диаклазы), и разрывы со смещением, или разрывные смещения (параклазы). Следует отметить, что понятие о трещинах как о разрывных дислокациях без смещения условно, так как разрывов совершенно без всякого смещения их крыльев существовать не может. Всегда имеется хотя бы очень малое смещение в виде или раздвигания краев трещины, или их относительного скольжения параллельно друг другу. Однако, если такие смещения очень малы и не существенны для данного масштаба исследования, ими можно пренебречь.

ТРЕЩИНЫ

Трещины чрезвычайно широко распространены в земной коре. Они встречаются во всех породах, кроме наиболее сыпучих или легко размокаемых, в которых трещины не могут сохраняться.

Индивидуальные трещины различаются размером своего раскрытия (зияния), протяженностью, формой, положением в пространстве и относительно других элементов тектонической структуры (складок, ориентированной структуры и т. д.).

По размеру зияния могут быть выделены трещины скрытые, закрытые и открытые. Скрытые трещины в свежей породе не видны и становятся заметными лишь при ее раскалывании, когда обнаруживается, что она колется по некоторым преимущественным направлениям. Под закрытыми трещинами понимаются такие, которые видны невооруженным глазом, но лишены заметной полости. Открытые трещины имеют заметное зияние. Они не перестают быть открытыми и в том случае, если заполнены каким-либо посторонним материалом: осадочным, жильным или магматическим.

По протяженности трещины чрезвычайно различны. Некоторые прослеживаются на протяжении всего нескольких сантиметров, другие протягиваются на десятки километров. Впрочем, очень протяженные разрывные нарушения редко остаются трещинами, т. е.

разрывами без смещения. Обычно они выражены разрывными смещениями с заметной амплитудой перемещения крыльев. Наиболее распространены трещины протяженностью в метры и десятки метров. Они составляют повсеместно распространенную трещиноватость горных пород.

В осадочных породах трещины большей частью являются внутрислойными, т. е. не выходящими за пределы одного слоя. Многие из них рассекают слои перпендикулярно к напластованию, другие — наклонены к слою. Они прерываются там, где упираются в поверхность напластования, и поэтому их протяженность в направлении, пересекающем слой, меньше, чем вдоль слоя. Другие трещины являются секущими; они рассекают пакки слоев.

По форме трещины бывают прямыми и изогнутыми или изломанными, а края их могут быть гладкими, отшлифованными или неровными и зазубренными.

По положению в пространстве трещины могут быть охарактеризованы обычными элементами залегания — простиранием, падением и углом падения.

По отношению к залеганию слоев трещины могут быть нормальными и наклонными к слою, а также параллельными слою. По отношению к простиранию линейных и брахискладок трещины могут быть продольными, поперечными и косыми. На округлых куполовидных формах могут быть выделены радиальные и концентрические трещины.

Для интрузивных пород употребляется несколько иная классификация трещин по их положению внутри массива. Их обычно разделяют в зависимости от положения по отношению к ориентированным текстурам. Изложенная здесь классификация была разработана Г. Клоосом. Те трещины, которые расположены поперек линейно ориентированных текстур, называются поперечными и обозначаются буквой *Q*. Это трещины растяжения, обычно зияющие. Трещины, параллельные той же линейной текстуре и при этом вертикальные или крутые, называются продольными (трещины *S*). Эти трещины, в отличие от предыдущих, закрытые и притертые. Существуют еще пологие трещины, параллельные линейной текстуре (трещины *L*). Они образуют в породе пластовую отдельность. Встречаются диагональные трещины (*D*), расположенные косо к линейной текстуре (рис. 50).

Происхождение всех этих трещин нельзя считать твердо установленным. Трещины *Q*, вероятно, образуются при сокращении объема массива при его остывании.

Предполагается, что трещины *L* образуются, когда в результате эрозии массив освобождается от нагрузки вышележащих пород. Это трещины разгрузки. Происхождение трещин *S* и *D*, возможно, связано с внешним тектоническим воздействием.

Для понимания условий образования трещин существенное значение имеют закономерности их взаимного сочетания. Трещины обычно образуют «системы», т. е. группы трещин, объединяемые теми или иными особенностями их расположения. Часто в од-

ну систему объединяют трещины взаимно параллельные, имеющие одинаковое положение в пространстве. Однако под системой может пониматься и иное сочетание трещин, например на куполе

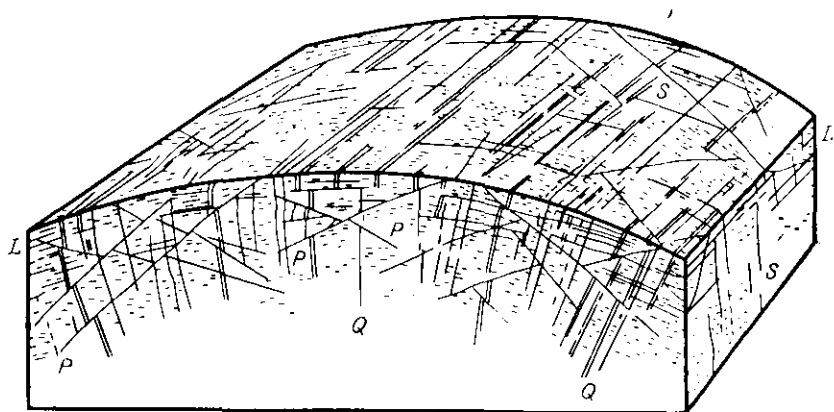


Рис. 50. Системы трещин в интрузивном массиве (схема по Г. Клоосу)

трещины составляют две системы — систему радиальных и систему концентрических трещин. Нередко на периклиналях и центриклиналях складок наблюдается поворот трещин вместе с поворотом слоев, причем трещины все время сохраняют свое положение по отношению к слою; например определенная группа вертикальных трещин на всем протяжении пери- и центриклинали сохраняет свое простирание по направлению падения слоя; другая группа, оставаясь перпендикулярной к слою, сохраняет простирание, диагональное к простиранию слоя, и т. д. Очевидно, в этом случае целесообразно выделять системы трещин по общности их залегания по отношению к слою. Как мы только что видели, в интрузивных массивах выделяются системы трещин в зависимости от их положения по отношению к ориентированным текстурам.

При изучении трещин фиксируется их частота — количество трещин на условно выбранном протяжении, отложенном в направлении, нормальном к трещинам. При этом устанавливается частота для каждой системы трещин. Если трещины, объединенные в систему, взаимно параллельны, измерение частоты трещин той или иной системы ведется по направлению, перпендикулярному простиранию этой системы. В случае радиальных трещин измерения ведутся по периметру купола, а в случае концентрических трещин — по его радиусам. Поскольку индивидуальные расстояния между трещинами сильно меняются, для получения средней частоты трещин необходимы измерения на значительных протяжениях, включающих много десятков трещин одной системы. Следует иметь в виду, что частота трещин одной и той же системы закономерно

меняется с переходом от слоя с одним составом и одной мощностью к другому слою с иным составом и иной мощностью: как правило, трещины становятся более частыми с уменьшением как мощности слоя, так и прочности его материала.

Пересекающиеся системы трещин вырезают из пород блоки той или иной формы и того или иного размера. Такие блоки называются *отдельностями* породы. В слоистых породах роль одной из систем поверхностей, ограничивающих отдельности, играет напластование. Форма отдельностей зависит от толщины слоя и взаимного положения, а также от частоты трещин разных систем. Говорят об отдельностях кубических, глыбовых, плитчатых и других, хотя установившейся терминологии для выделения типов отдельностей нет.

Особо должны быть выделены системы кулисных трещин отрыва, образующих полосу вдоль сдвигового смещения. Вдоль сдвига протягиваются параллельные ему трещины скалывания, а кулисные трещины отрыва примыкают к последним, являясь «трещинами оперения» (рис. 51).



Рис. 51. Кулисные трещины отрыва в зоне сдвига в известняках. Хр. Таласский Алатау (фото В. Г. Талицкого)

Следует отметить также случаи ветвления трещин, в связи с чем образуются структуры «конского хвоста». Ветвления обычно наблюдаются на конце большой трещины, где последняя выклинивается и где сосредоточенное разрушение рассеивается (см. гл. 6).

Среди разрывных смещений выделяется ряд разновидностей в зависимости от пространственного положения разрыва и от направления смещения. Основными группами разрывных смещений являются и разрывы со скольжением.

Раздвиги. Под раздвигом понимается смещение, выраженное в раздвигании краев трещины, вследствие чего увеличивается полость трещины. Раздвиг характеризуется размером полости (знянием). Полые раздвиги с большим знянием не могут длительно существовать в земной коре: они закрываются ввиду ползучести пород или заполняются посторонним минеральным материалом. Полость может заполниться пластичным материалом соседних слоев. В других случаях полость заполняется минеральным веществом магматического или водного происхождения, в связи с чем в раздвиге образуются минеральные жилы.

В огромном большинстве случаев амплитуда отдельных раздвигов измеряется долями метра или несколькими метрами. Самым большим из известных на материках является раздвиг в Южной Африке, заполненный упомянутой выше Большой Дайкой. Этот раздвиг имеет зняние, превышающее 10 км. В длину трещина раздвиги прослеживается на 540 км.

Разрывы со скольжением. Эта группа разрывов характеризуется параллельным скольжением краев разрыва. У всех разрывов со скольжением имеются общие морфологические черты, которые целесообразно рассмотреть совместно.

Плоскость разрыва, по которой развивается скольжение, называется *сместителем*. Породы, непосредственно примыкающие к разрыву, образуют его *крылья*. Если сместитель наклонен, то различают *висячее крыло*, находящееся над сместителем, и *лежачее*, располагающееся под ним (рис. 52). Разрывное смещение со скольжением характеризуется положением сместителя в пространстве, направлением смещения и его амплитудой. При этом полная амплитуда может быть разложена на составляющие амплитуды.

На рис. 52, а изображено смещение по наклонной тре-

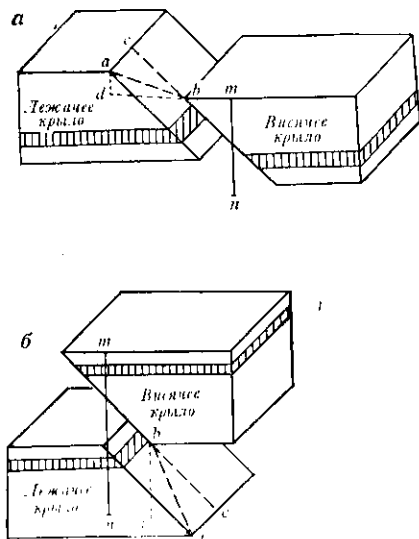


Рис. 52. Схема разрывных смещений со скольжением (объяснение в тексте):

а — висячее крыло опущено, б — висячее крыло поднято

щине, которое отклоняется как от падения, так и от простирания сместителя, т. е. имеет как вертикальную, так и горизонтальную составляющую движения. Расстояние ab является полной амплитудой смещения. Направление последнего может быть выражено его азимутом. Если замерен угол падения сместителя, то этого достаточно для определения положения линии смещения в пространстве, так как линия смещения будет лежать на пересечении проведенной по соответствующему азимуту вертикальной плоскости и плоскости сместителя.

Полная амплитуда может быть разложена на смещение по простиранию, т. е. горизонтальную амплитуду (ac), и на смещение по падению (cb). Вертикальная линия представляет собой вертикальную амплитуду (ad). На рис. 52, б изображено другое разрывное смещение. Здесь полное смещение (ab), смещение по восстанию (cb), смещение по простиранию (ac). Вертикальное смещение измеряется линией bd .

Так как в результате разрывного смещения в непосредственное соприкосновение приходят слои различного возраста, то можно говорить о стратиграфической амплитуде смещения. Последняя не имеет цифрового выражения и зависит помимо амплитуды смещения еще и от залегания и мощности стратиграфических подразделений.

В зависимости от положения сместителя по отношению к простиранию слоев или складок различают разрывы продольные, поперечные и косые. Если сместитель падает в ту же сторону, что и слои, которые он пересекает (однако, возможно, и под другим углом), то такой разрыв называется согласным. Несогласный разрыв падает в направлении, отличном от падения слоев.

Результатами разрывного смещения могут быть сдвигание и зияние слоев. Сдвигание имеет место, когда, восстановив у разрыва перпендикуляр к слою (mn на рис. 52), мы на продолжении перпендикуляра за разрывом снова встречаем тот же слой. Зияние будет соответствовать тому случаю, когда при тех же условиях слой не будет встречен (рис. 52, а). При разработке пластовых месторождений полезных ископаемых сдвигание выгодно, так как оно увеличивает запасы ископаемого на данной площади. Зияние, наоборот, невыгодно.

Перемещаясь в любом направлении в плоскости сместителя, как правило, можно отметить изменение амплитуды смещения, а иногда и его направления. Все разрывные смещения где-то затухают и полностью прекращаются.

Переходим к краткой морфологической характеристике отдельных разновидностей разрывов со скольжением. В зависимости от направления относительного смещения по разрывам среди них выделяют сдвиги, сбросы, взрезы, взбросы, надвиги, покровы.

Сдвиг — это разрывное смещение, направленное по простиранию трещины, т. е. горизонтально. Сместитель сдвига может быть как вертикальным, так и наклонным. Различают правый и левый сдвиги. Если смотреть на сдвиг перпендикулярно к разрыву, то

в правом сдвиге удаленное от наблюдателя крыло смещается вправо, а в левом сдвиге удаленное крыло смещается влево. Легко понять, что один и тот же сдвиг окажется либо правым, либо левым, с какой бы стороны мы на него ни смотрели (рис. 53).

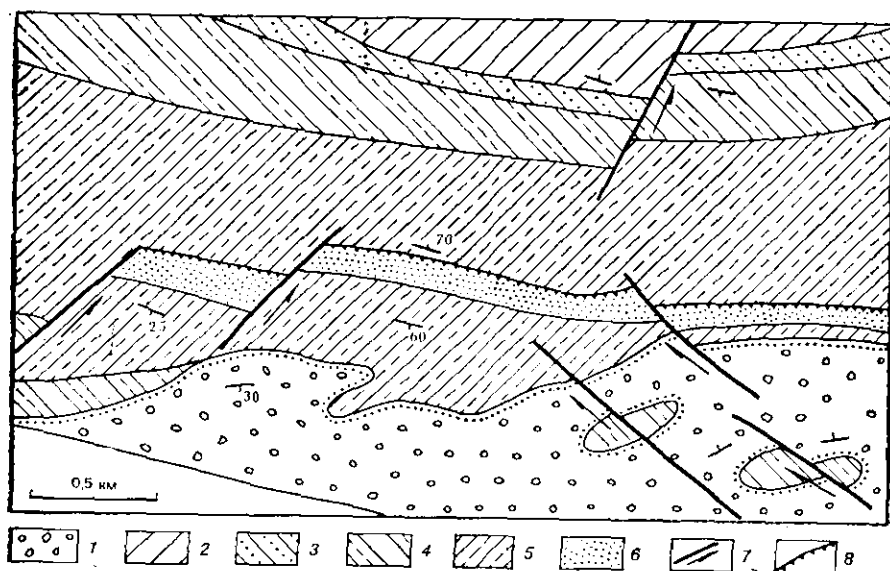


Рис. 53. Диагональные сдвиги: левые (на западе), правые (на востоке) и надвиг по простиранию Теметинской изоклиальной складки. Западный Копетдаг (по М. Л. Коппу):

1 — верхний плиоцен; 2—5 — верхний эоцен; 6 — средний эоцен; 7 — сдвиги; 8 — надвиг

Таким образом, сдвиг характеризуется положением сместителя в пространстве, направлением (правым или левым) смещения и амплитудой последнего. В слоистых толщах, залегающих наклонно, можно также говорить о продольных, косых и поперечных сдвигах. Продольный сдвиг, т. е. направленный по простиранию слоев, не приводит ни к каким видимым на геологической карте или профиле перемещениям стратиграфических подразделений. Сдвиг, пересекающий выходы наклонных слоев, вызывает соответствующее смещение их выходов.

Сброс представляет собой разрывное смещение, направленное по падению сместителя. В результате смещения по сбросу висящее крыло приобретает положение опущенного крыла, а лежащее — поднятого. Такие сбросы называются нормальными. Обычно к сбросам относят и разрывные вертикальные смещения, происходящие по вертикальным трещинам. Однако для таких вертикальных по положению сместителя и по смещению разрывов предлагается также термин *взрез*.

По простиранию сброса может наблюдаться изменение ампли-

туды смещения и полное его затухание. Смещение по взрезу на протяжении последнего может изменить свое направление: опущенное крыло дальше по простиранию превращается в поднятое, а поднятое — в опущенное. Такое разрывное нарушение с меняющимся по простиранию направлением относительного смещения называется *шарнирным*.

Сбросы и взрезы в природе часто объединяются в группы. На рис. 54 среди других изображены группы ступенчатых взрезов. Среди них выделяют *синтетические* и *антитетические взрезы*.

Синтетические взрезы (а также синтетические сбросы) характеризуются смещениями, согласными с общим падением слоев. Перемещения по ним суммируются с наклоном слоев и ведут к увеличению среднего падения толщи. Антитетические взрезы и сбросы характеризуются смещениями против общего наклона слоев. Смещения по разрывам в этом случае как бы вычитаются из наклона слоев, уменьшая их среднее падение. Аналогичное разделение на синтетические и антитетические структуры выше было указано для флексур.

Если сбросы или взрезы ограничивают опущенный участок, то такая структура называется *грабеном*. Если между сбросами и взрезами участок относительно поднят, это *горст*.

В плане сбросы и взрезы могут пересекаться и упираться один в другой под разными углами, ограничивая таким образом замкнутые опущенные или поднятые глыбы разной формы. При этом разрывы бывают не только прямолинейными, но и изогнутыми. Замкнутые депрессии, окаймленные сбросами, называются также *овалами оседания*.

Взброс. Этот разрыв со смещением характеризуется крутым (от 60° и больше) положением сместителя и поднятым висячим крылом. Описание взбросов в значительной степени повторило бы сказанное о сбросах и взрезах: по простиранию амплитуда взбросов меняется и смещение может не только затухнуть, но и перейти в нормальный сброс, когда висячее крыло окажется не поднятым, а опущенным. Параллельные, со смещением в одну сторону взбросы образуют систему ступенчатых взбросов. Подобно сбросам взбросы могут окаймлять опущенные и поднятые участки земной коры, которые сохраняют соответственно названия грабенов и горстов. В этом случае горсты расширены вверху и круто надвинуты на соседние участки, тогда как при сбросах разрывы либо вертикальны (взрезы), либо наклонены от горстов к грабенам.

У *надвига* поднятым является также висячее крыло, но падение сместителя положе 60° . Для надвигов характерны значительные изменения наклона сместителя как по его простиранию, так в особенности и по падению — восстанию, в результате чего надвиг становится местами круче, а местами положе. В крупных надвигах такая волнистость сместителя столь интенсивна, что местами сместитель становится горизонтальным и даже «ныряющим», т. е. приобретает обратный уклон. Кроме того, могут встретиться участки с опрокинутым положением сместителя. Группы парал-

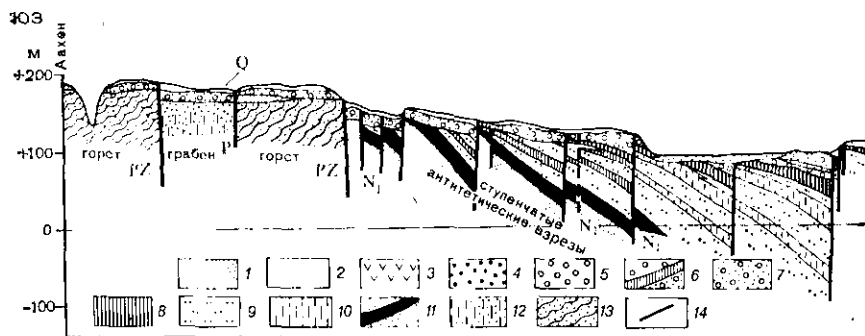


Рис. 54. Группировка взросов в горсты, грабены, ступенчатые системы. Глы-
1—10 — плиоцен-четвертичные образования; 11 — миоценовые бурые угли;

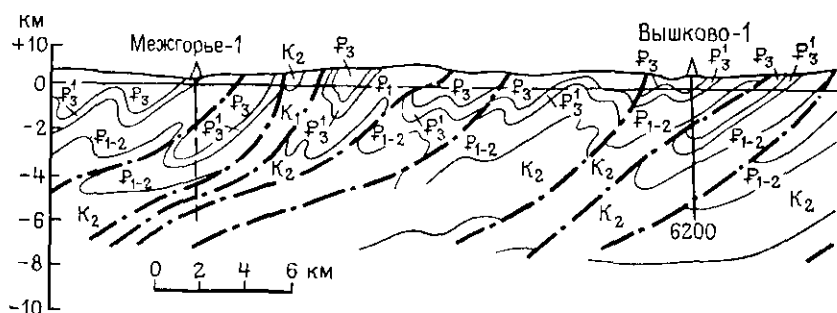


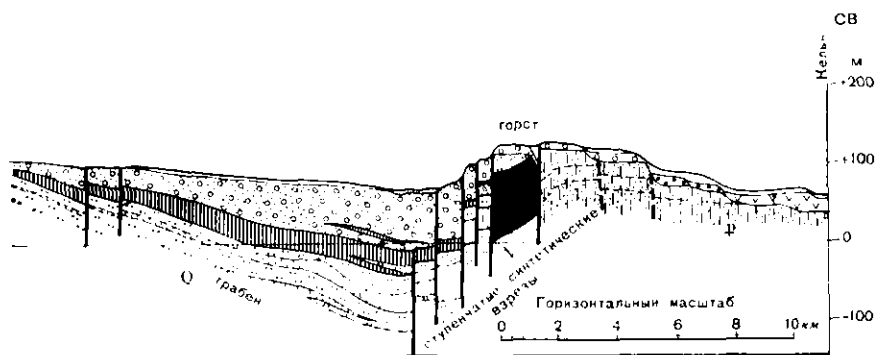
Рис. 55. Чешуйчатые надвиги. Красневская зона, Предкарпатье (по
В. В. Глушко и С. С. Круглову)

дельных надвигов с перемещением в одном направлении образу-
ют систему чешуйчатых надвигов (рис. 55).

Разновидностью надвигов являются *тектонические покровы*,
или *шарьяжи*. Под этими названиями известны надвиги с очень
большим (иногда до нескольких десятков километров) переме-
щением по пологим волнистым поверхностям, в целом близким к го-
ризонтальному положению (рис. 56).

Породы, подстилающие покров и находящиеся на месте, назы-
ваются *автохтоном*. Породы перемещенные, образующие тело по-
крова, носят название *аллохтона*. Передний край покрова называ-
ется *лобом покрова*, или его фронтальной частью. Начало покро-
ва — место, где тело покрова непосредственно смыкается с поро-
дами того же возраста, находящимися в коренном залегании, т. е.
составляющими уже часть автохтона, называется *корнем покрова*,
или его дистальной частью. Амплитуда перемещения покрова из-
меряется обычно по направлению его перемещения от корня до
лоба.

Неравномерная эрозия может привести к тому, что одни части
покрова окажутся к нашему времени смытыми, а другие — сохра-
нятся. При этом сохранившиеся части уже не будут соединены с



базовая структура Рурского бассейна ФРГ (по Л. Ахорнеру, с упрощениями):
12 — палеоген; 13 — палеозой; 14 — разрывы

корнем покрова. Такие сохранившиеся, но отчлененные эрозией от корня покрова части называются *останцами покрова*, а участки, где покров смыт и где обнажаются породы автохтона, окруженные аллохтоном, именуются *тектоническими окнами*. Если они лишь частично окаймлены аллохтоном, то иногда говорят о полуокнах. При ровной подошве покрова останцы и окна связаны с неровностями рельефа земной поверхности. При волнистой подошве покрова останцы и окна могут образоваться и при выровненном рельефе.

Сложные разрывные смещения. Приведенная классификация разрывных смещений со скольжением учитывает смещения только по простиранию и падению сместителя. В действительности такие «простые» смещения в чистом виде представляют собой редкость. Правда, в зависимости от масштаба исследований, во многих случаях можно пренебречь некоторым отклонением смещения от «чистого» направления. Но при детальном исследовании необходимо иметь в виду, что большинство смещений, наблюдаемых в природе, относится к разряду сложных, т. е. объединяющих движения как по падению, так и по простиранию. В этих случаях результирующие перемещения могут обозначаться двойными терминами, причем на второе место следует ставить термин, отражающий преобладающее движение. Например, сбросо-сдвиг обозначает перемещение преимущественно сдвиговое (горизонтальное), но с некоторой вертикальной составляющей. Так же можно говорить о сдвиге-сбросе или сдвиге-взбросе, если вертикальная компонента преобладает.

ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Разрывные смещения сопровождаются изменениями внутреннего строения прилегающих к разрыву пород.

Только самые мелкие тектонические разрывы выражены одной

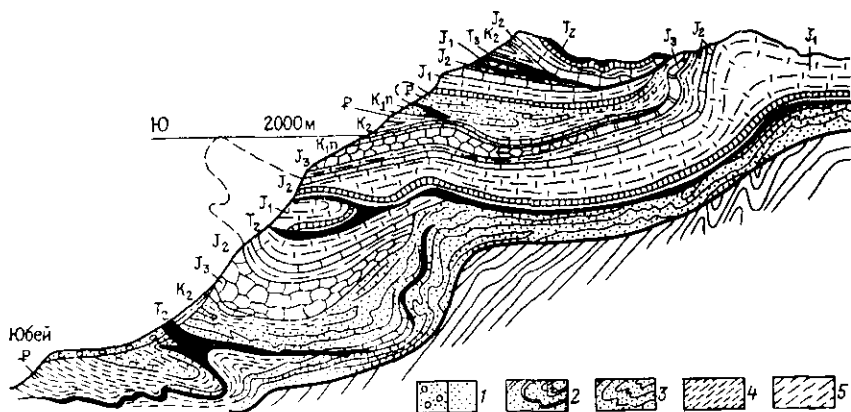
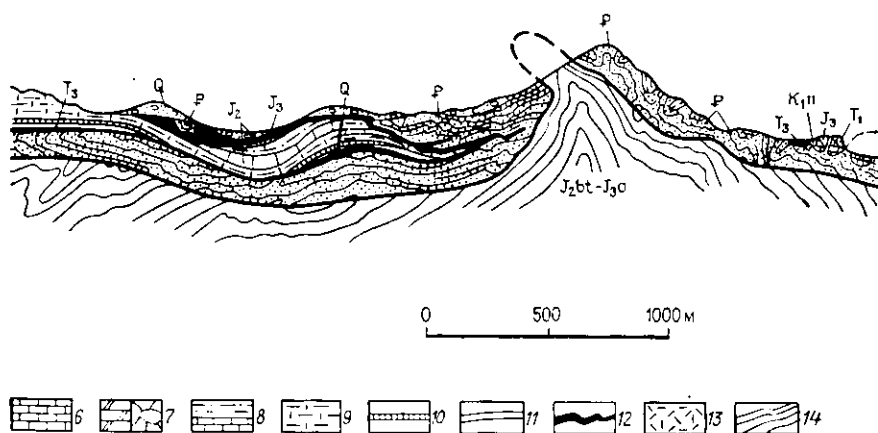


Рис. 56. Гравитационный тектонический покров течения Юбей-Амбрюне, 1 — четвертичные отложения; 2-4 — флиш палеогеновый; 5 — верхний мел средняя юра (известняки); 9 — нижняя юра (известняки); 10 — рэт; 11 — ас (известняки); 14 — бат-оксфорд (глины)

трещиной. Крупные тектонические разрывы представлены всегда некоторой зоной, ширина которой может колебаться от долей метра до нескольких километров. Зона состоит из большого числа разрывов, преимущественно грубопараллельных или пересекающихся под острыми углами. Вследствие такого расположения разрывов зона бывает разделена на узкие длинные линзы менее нарушенных пород, окаймленные полосами интенсивного дробления.

При смещении пород по сместителю соприкасающиеся глыбы трутся друг о друга. На поверхностях скольжения образуются штрихи, царапины, борозды, рубцы. Их расположение может быть использовано для определения направления смещения. Следует лишь иметь в виду, что смещения по одной и той же зоне разрыва могут происходить многократно, причем от одного толчка к другому направления смещения значительно меняются. Линзы могут вращаться, что приведет к различному направлению штрихов и царапин на разных участках одной и той же линзы. Таким образом, общее смещение по разрыву, выявляемое геологическим картированием, всегда является результатом суммирования многочисленных мелких движений в разных направлениях. Поэтому не следует преувеличивать значение наблюдений над штрихами и бороздами на отдельных поверхностях скольжения. Для определения общего направления смещения по данной разрывной зоне необходимо основываться в большей мере на региональных геологических критериях.

На поверхности смещений образуются и зеркала скольжения — блестящие гладкие поверхности, обязанные своим происхождением как полирующему действию скользящих друг по другу пород



Французские Альпы (по Д. Шнеегансу):

(известняки); 6 — мелеком (известняки); 7 — верхняя юра (известняки); 8 — верхний триас (аргиллиты); 12 — средний триас (гипсы); 13 — нижний три-

крыльев трещины, так и образованию в зоне трения новых плоских блестящих минералов (хлорита, серицита, эпидота и др.). Это стресс-минералы, обязанные своим образованием давлению на поверхности разрыва.

В прилегающих к разрыву зонах слои, подвергаясь волочению, изгибаются в сторону смещения. Ширина зоны такого «подворота» слоев бывает разной — от долей метра до многих десятков метров — и зависит от свойств пород, толщины слоев, амплитуды и длительности смещения. Следует, однако, иметь в виду, что изгиб слоев у разрыва может быть остатком той пластической деформации (например, флексуры), которая предшествовала образованию разрыва (см. гл. 6).

В породах, примыкающих к разрыву, развиваются также явления дробления и перстирания. На первой стадии образуется интенсивная трещиноватость: участки вблизи разрыва всегда характеризуются повышенной частотой трещин и разнообразием их систем. Здесь возникают и параллельные разрыву трещины скалывания и «оперяющие» разрыв трещины отрыва (рис. 57). Нередки и вторичные системы трещин.

Дальнейшим результатом раздробления пород в зоне разрыва является образование тектонической брекчии. Глыбы пород, отделенные друг от друга трещинами, в процессе движения смещаются и поворачиваются. Глыбы могут быть угловатыми, но вследствие смещения преимущественно в одном направлении они в этом направлении стачиваются и приобретают форму, вытянутую параллельно сместителю. Размеры глыб в тектонических брекчиях различны: до десятков метров в поперечнике, но чаще от нескольких

ких сантиметров до дециметров. Тектоническая брекчия, состоящая из обломков меньше 1 см, называется *какиритом*, или *орешиником*.

Дальнейшее раздробление (*катаклаз*) породы приводит к образованию катаклазита — плотной массы, состоящей из обломков микроскопического размера. Под микроскопом в катаклазите особенно характерно выглядят зер-

на кварца: эти зерна, с волнистым угасанием в поляризованном свете, пронизанные трещинами, окружены по периферии оторочкой, состоящей из кварцевой крошки. Другие минералы бывают сильнее раздроблены или изогнуты.

Результатом наиболее тонкого перстирания породы в зоне разрыва является *милонит* — порода, зерна которой перетерты до состояния пыли. Одновременно порода подвергается перекристал-

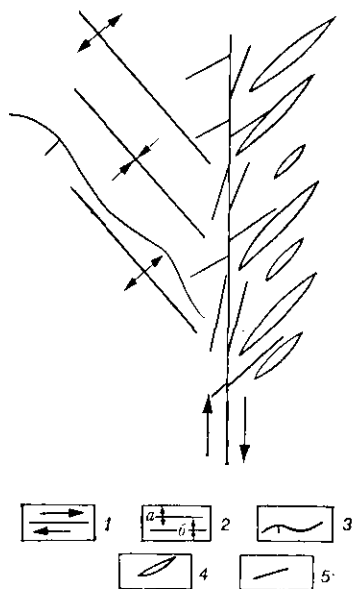


Рис. 57. Вторичные деформации, опояривающие сдвиг (схема):

1 — сдвиг; 2 — складки (а — антиклиналь, б — синклираль); 3 — надвиг; 4 — трещины отрыва; 5 — две системы трещин скалывания (угол скалывания $< 45^\circ$); стрелки — направление смещения по сдвигу

лизации: происходит окварцевание, образуются новые чешуйки серицита, хлорита и некоторых других минералов. Под сильным увеличением видно, что новые зерна имеют уплощенную линзовидную форму. Макроскопически милониты представляют собой плотную сливную породу, напоминающую роговик и имеющую ленточную или волокнистую текстуру.

Все эти раздробленные и перетертые породы, сопровождающие разрывные смещения, от брекчий до милонитов, называются *тектонитами*.

Образование тектонитов того или иного типа зависит от ряда факторов: амплитуды смещения, глубины, на которой оно происходило, механических свойств пород, скорости смещения. В зависимости от изменения этих факторов вдоль одной и той же зоны разрыва можно наблюдать изменение характера тектонитов от места к месту. Сбросы, являющиеся разрывами, образующимися в обстановке растяжения, обычно сопровождаются грубыми угловатыми брекчиями. Надвиги, в зоне сместителя которых имеет место сжатие, характеризуются преимущественно тонкоистертыми тектонитами — катаклазитами и милонитами.

Большие тектонические покровы нередко сопровождаются особыми видами тектонитов, известными под общим названием *тек-*

тонического меланжа, или тектонической смеси. Это огромные массы разбитых, развальцованных и смешанных пород, покрывающие десятки и сотни квадратных километров и имеющие мощность в сотни метров.

Образуются меланжи разными путями. Некоторые из них представляют собой результат разрушения фронтальной части текто-

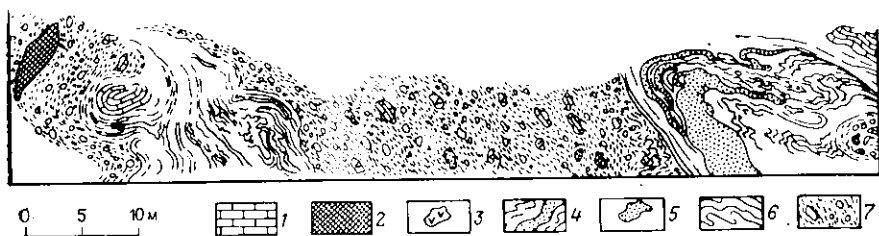


Рис. 58. Пример тектонического меланжа (схема). Структуры в зоне меланжа.

Динариды (по И. И. Белостоцкому):

1 — триасовые известняки; 2 — расслаиванные серпентиниты среди рыхлых образований; 3 — диабазы (глыбы); 4 — кремнисто-глинистые сланцы с пластами плотных радиоляритов; 5 — глыбы радиоляритов; 6 — аргиллиты и песчаные аргиллиты; 7 — рыхлые тиллоподобные образования с глыбами раз-
ных пород в щебенчато-аргиллитовом субстрате

нического покрова, двигавшегося по поверхности земли. Такое разрушение происходит постепенно, по мере того, как покров продвигается вперед и его лоб повисает над крутым склоном соседней депрессии. Породы откалываются большими глыбами и со скальзывают в депрессию. Там они могут быть захоронены под последующими осадками. Так образуются горизонты «экзотических глыб», «клиппов» или «дикого флиша».

Иногда откалываются и сползают в депрессию целые слои. Они захороняются плоскими плитами или перед захоронением мнутся в складки. Такие пласты, отделившиеся от места своего коренного залегания, как уже говорилось, называются *олистолитами*, а полосы (струи) небольших обломков — *олистоотромами*. Опознавательная черта экзотических глыб, скатившихся со лба покрова, — нагромождение их в обратной стратиграфической последовательности: более молодые породы внизу, более древние — сверху, так как вначале разрушаются породы, лежащие наверху, а потом те, которые лежат глубже. Меланжи этого типа называются осадочными.

В других случаях образуются чисто тектонические меланжи. Они связаны с процессами, происходящими в теле тектонического покрова при его движении. Вследствие неравномерного движения покрова и неоднородности материала внутри покрова могут отщепляться большие пластины, которые потом, под влиянием относительных смещений соседних участков, свертываются в рулоны или раскалываются на глыбы. Крупные глыбы образуются из

более твердого материала, тогда как более мягкий (глинистый и мергелистый) материал проникает между глыбами, отделяя их друг от друга. В процессе течения глыбы вращаются в пластичной массе. В ней также образуются завихрения. Перемешиванию способствует погружение относительно более тяжелых глыб в подстилающий менее плотный материал и внедрение последнего по трещинам вверх. На рис. 58 приведены зарисовки тектонических меланжей.

Образованию тектонических меланжей способствуют контрасты в механических свойствах пород, слагающих покров. В качестве пластичных пород кроме глин, аргиллитов, глинистых сланцев, мергелей, соли и других осадочных пород значительную роль играют серпентиниты. Они обладают не только большой текучестью под давлением, но и малым удельным весом, что способствует внедрению их в вышележащие породы и погружению в них глыб других пород.

Тектонические меланжи могут быть сходны с продуктами подводного оползания. А в некоторых случаях они были первоначально приняты геологами за древние ледниковые морены.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Под глубинными разломами понимается особая категория разрывных смещений, которые имеют протяженность на поверхности в сотни километров и которые в течение долгого геологического времени являются зоной концентрации особенно интенсивных тектонических, магматических и метаморфических процессов. Вдоль глубинных разломов наблюдаются значительные дислокации пород, проявления интрузивной и эффузивной деятельности, а также усиление метаморфических процессов. Глубинные разломы разделяют участки земной коры с разной историей, а поэтому с разным составом и возрастом пород, с разной мощностью осадков, с разной степенью деформированности.

Глубинный разлом представляет собой всегда широкую зону раздробленных пород. Ширина такой зоны может достигать десятков километров. Породы в этой зоне разрезаны огромным количеством кулисообразно расположенных разрывов разных порядков на множество отдельных блоков преимущественно линзо- или ромбовидной формы (рис. 59), а также развальцованы и перетерты.

В зависимости от направления относительных смещений участков земной коры, находящихся по разные стороны глубинного разлома, последний может быть глубинным раздвигом, глубинным сдвигом, глубинным сбросом, глубинным надвигом и глубинным взрезом. Последний тип глубинных разломов, т. е. разломов вертикальных с вертикальными же перемещениями крыльев, несомненно, в пределах континентов преобладает. Но следует иметь в

виду, что в течение длительной истории существования глубинного разлома направление смещений по нему может неоднократно меняться. Обычно первыми движениями по глубинному разлому яв-

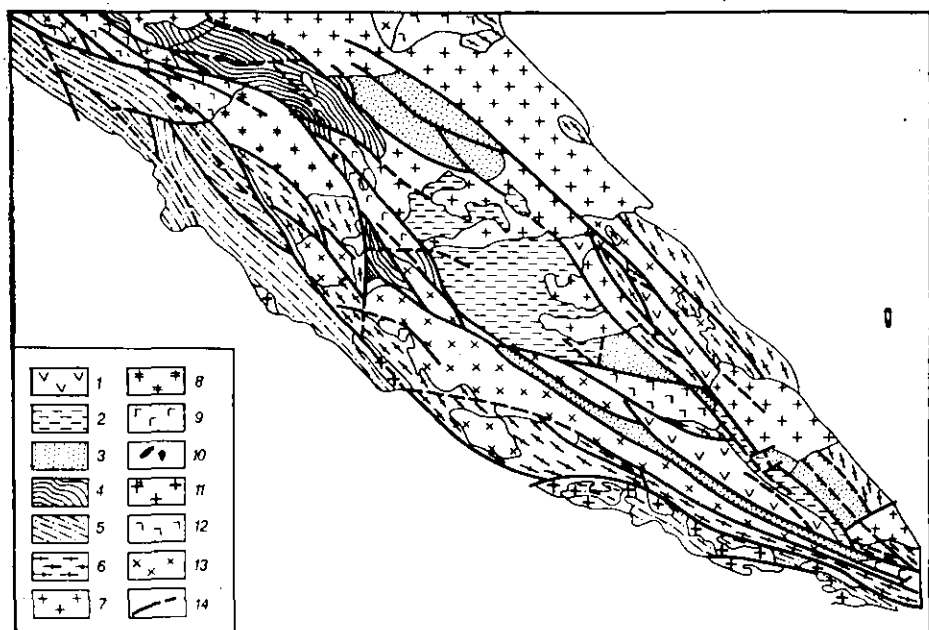


Рис. 59. Схема геологического строения зоны Главного разлома в бассейнах рек Большой и Малой Бирюсы и Уды (по Н. А. Березину):

1 — девон; 2 — силур — нижний девон; 3 — венд; 4 — верхний протерозой; 5 — нижний протерозой; 6 — архей; 7 — девонские снениты, граноснениты, граниты; 8 — нижнепалеозойские граниты; 9 — нижнепалеозойские габбро, диориты, гранодиориты; 10 — кембрийские гипербазиты; 11 — верхнепротерозойские граниты; 12 — протерозойские габбро-диориты и др.; 13 — архейские и нижнепротерозойские граниты, гранито-гнейсы, гранодиориты; 14 — разрывные нарушения

ляются вертикальные, которые потом сменяются горизонтальными.

Слоистые породы в зоне глубинного разлома разбиты разрывами на отдельные блоки, а также часто бывают смяты в сильно сжатые складки. Получается складчато-блоковая структура, которая превращает глубинный разлом в «зону смятия».

Глубинные разломы играют большую роль в общем развитии земной коры, представляя собой структурные формы первого порядка. Вопросы, связанные с ними, рассматриваются в курсах общей геотектоники (частично они будут затронуты в гл. 8).

Выявлению глубинных разломов во многом способствует изучение земной поверхности из космоса.

**ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ДЕФОРМАЦИЙ
И РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ¹****ПОНЯТИЕ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ**

Изучаемые в структурной геологии дислокации горных пород представляют собой деформацию, в результате которой первичные формы залегания пород сменяются вторичными. Деформации происходят под влиянием сил, действующих в земной коре. Те же силы могут вызвать и разрушение горной породы, которое в геологической обстановке выражается в появлении разрывных дислокаций.

Характер протекания процесса деформации, а также разрушения зависит как от физико-механических свойств, так и от строения массива пород, от наличия в нем тех или иных неоднородностей.

Деформации и разрушение горных пород представляют собой частные случаи деформаций и разрушения твердых тел вообще. Связи между деформациями и напряжениями, прочностью и разрушением твердых тел изучаются механикой сплошной среды. Сплошная среда представляет собой упрощенную модель реальных тел. В этой модели принимается, что вещество среды непрерывно распределено по ее объему. Такое представление о сплошной среде позволяет считать, что выделенный около произвольной точки занимаемого телом пространства сколь угодно малый объем содержит вещество. В пределе, при стягивании объема к точке, мы приходим к понятию материальной частицы сплошной среды, которую, с одной стороны, можно наделять средними физико-механическими свойствами, а с другой — считать точкой пространства, следить за ее местоположением и перемещением в процессе деформации. Следовательно, материальная частица сплошной среды наделена одновременно свойствами точки и тела, что существенно упрощает математическое описание деформирования тел.

Представление о сплошной среде входит, конечно, в противоре-

¹ Упрощенный вариант очерка, составленного проф. Л. В. Никитиным.

чие с дискретным строением реальных тел, которые состоят из атомов, молекул, зерен или глыб (в зависимости от масштаба рассмотрения). Например, описывая как сплошную среду песок, мы не принимаем во внимание его зернистое строение. Но модель сплошной среды хорошо описывает усредненные, макроскопические характеристики деформаций и напряжений, т. е. методами механики сплошной среды нельзя описать движения отдельных песчинок при деформации песка, но для объемов, содержащих большое число песчинок, эта модель вполне пригодна. Хотя в этом случае не рассматривается структурная неоднородность среды, имеющая те или иные конечные геометрические размеры, но в рамках модели сплошной среды при математическом описании рассматриваются сколь угодно малые материальные частицы. Противоречия не будет, так как получаемые результаты относятся к объемам среды, размер которых значительно превышает характерные размеры структурной неоднородности среды. Это не значит, что в рамках механики сплошной среды нельзя рассматривать неоднородные среды. Если, например, в толще песка с глубиной меняется размер слагающих его зерен, то, пренебрегая неоднородностью на уровне песчинок, мы можем учесть неоднородность на уровне горизонтальных слоев и ввести в наше рассмотрение зависимость физико-механических свойств песка от глубины залегания.

Сплошная среда, физико-механические свойства которой меняются от точки к точке, является неоднородной. От неоднородности следует отличать анизотропию среды. Последняя создается ориентировкой кристаллов или трещиноватости и состоит в том, что свойства среды различны в зависимости от направлений, по которым они определяются. Если свойства одинаковы по всем направлениям, то среда является изотропной. Однородность и неоднородность, с одной стороны, изотропность и анизотропность — с другой, представляют собой свойства, независимые друг от друга: среда может быть однородной, но анизотропной или, наоборот, неоднородной, т. е. меняющей свойства от точки к точке, но изотропной.

ДВИЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Моделирование горных пород сплошной средой позволяет сравнительно просто описывать кинематику движения частиц среды и их деформацию безотносительно к природе сил, вызывающих движение и деформацию, и независимо от свойств материала.

Движение сплошной среды мы будем описывать как движение ее отдельных материальных частиц относительно неподвижной системы прямоугольных декартовых координат x, y, z , оси которых направлены вдоль взаимно перпендикулярных единичных векторов $\vec{e}_x, \vec{e}_y, \vec{e}_z$.

Пусть в некоторый начальный момент времени частица занимает положение, определяемое координатами x_0, y_0, z_0 или, что то же самое, исходящим из начала координат радиусом-вектором:

$$\vec{r}_0 = x_0 \vec{e}_x + y_0 \vec{e}_y + z_0 \vec{e}_z$$

так, что расстояние от начала координат до частицы

$$r_0 = |\vec{r}_0| = (x_0^2 + y_0^2 + z_0^2)^{1/2}.$$

Со временем рассматриваемая частица перемещается, и в момент времени t она займет положение, определяемое координатами

$$x = x(x_0, y_0, z_0, t), \quad y = y(x_0, y_0, z_0, t), \quad z = z(x_0, y_0, z_0, t)$$

или радиусом-вектором

$$\vec{r} = x \vec{e}_x + y \vec{e}_y + z \vec{e}_z,$$

$$r = |\vec{r}| = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}.$$

Таким образом, три числа x_0, y_0, z_0 идентифицируют частицу, а числа x, y, z определяют положение в пространстве, которое занимает эта частица в момент времени t .

Движение и весь процесс деформирования будут определены, если для каждой частицы известны указанные зависимости. Однако в геологической практике установить эти зависимости, как правило, не представляется возможным. Обычно имеются лишь представления о первичном залегании пород и возможность наблюдать окончательную форму их залегания. В этом случае можно поставить вопрос о нахождении окончательной деформации, в результате которой образовалась вторичная структура. Геологические деформации создаются в течение больших промежутков времени и поэтому, как правило, значительны по величине. Поэтому поставим задачу охарактеризовать большие, конечные деформации. Для простоты и наглядности ограничимся рассмотрением деформаций лишь в плоскости x, y , считая, что в направлении z частицы не перемещаются.

Рассмотрим малый элемент среды, который в исходном состоянии представляет собой заполненный материальными частицами прямоугольник с одной из вершин в точке x_0, y_0 и со сторонами бесконечно малой длины dx_0, dy_0 , направленными параллельно векторам $\vec{e}_x, \vec{e}_y$ (рис. 60). Стороны прямоугольника после деформации переходят в отрезки dr_x, dr_y , которые ввиду их малости

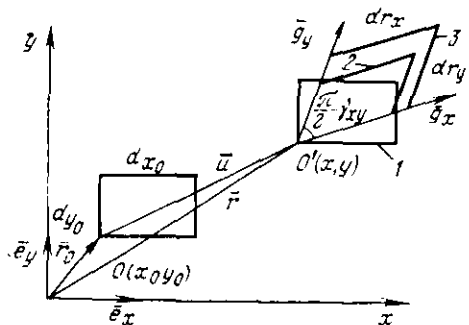


Рис. 60. Этапы деформации плоского материального элемента:

1 — перенос элемента как жесткого целого; 2 — перекашивание прямых углов элемента; 3 — удлинение и укорочение сторон элемента. Объяснение в тексте (по Л. В. Никитину)

можно считать прямолинейными. Удлинения отрезков обозначим через λ_x и λ_y . Тогда

$$dr_x = \lambda_x dx_0, \quad dr_y = \lambda_y dy_0.$$

Направление отрезков dr_x и dr_y будет характеризоваться векторами $\vec{g}_x$ и $\vec{g}_y$.

Деформацию материального элемента можно расчленить на следующие этапы:

1. Плоскопараллельный перенос элемента как жесткого целого из точки 0 в точку 0', определяемый вектором $\vec{u} = \vec{r} - \vec{r}_0$ (см. рис. 60).

2. Совмещение сторон прямоугольника по направлению без изменения их длины с векторами $\vec{g}_x$ и $\vec{g}_y$. При этом прямой угол между сторонами прямоугольника изменится на угол, который обозначим γ_{xy} . Величина γ_{xy} характеризует деформацию, называемую сдвигом.

3. Наконец, удлинение (или укорочение)¹ сторон образовавшегося параллелограмма в λ_x и λ_y раз соответственно. Относительные удлинения сторон будут равны

$$\epsilon_x = \frac{dr_x - dx_0}{dx_0} = \lambda_x - 1, \quad \epsilon_y = \frac{dr_y - dy_0}{dy_0} = \lambda_y - 1.$$

В результате первоначальный элемент превращается в деформированный. Перемещение как жесткого целого определяется вектором $\vec{u}$. Введенные характеристики деформации λ_x , λ_y (или ϵ_x , ϵ_y) и γ_{xy} полностью определяют деформацию материала в точке.

Если известны удлинения в двух направлениях, которые в исходном положении взаимно перпендикулярны, и известно изменение прямого угла между ними, то можно вычислить удлинения в любом другом направлении, а также и изменение угла между любыми другими взаимно ортогональными отрезками.

Можно доказать, что при любой деформации малого элемента существуют такие три взаимно перпендикулярных направления, угол между которыми в процессе деформации не меняется и по которым происходит только продольная деформация удлинения-укорочения. Эти направления называются *главными осями деформации*. При наличии таких осей любая деформация может быть сведена к комбинации продольных деформаций по трем ортогональным осям, что чрезвычайно упрощает характеристику деформации. В общем виде деформация определяется не тремя, а шестью величинами: тремя продольными деформациями удлинения-укорочения и тремя изменениями прямых углов. Наличие главных осей позволяет при описании деформации освободиться от трех последних величин.

Если во всех точках тела происходит одинаковая деформация,

¹ Удлинение и укорочение считаются одним типом деформаций, который может быть назван продольным; удлинение считается положительной продольной деформацией, а укорочение — отрицательной.

то последняя называется однородной. Примером ее служит равномерное удлинение или укорочение тела (рис. 61, а). Исходный размер l_0 превращается в l_1 , удлиняясь на Δl .

Неоднородной является деформация, происходящая в стержне или бруске при его изгибе или кручении (рис. 61). В этих случаях деформация различна в разных точках тела.

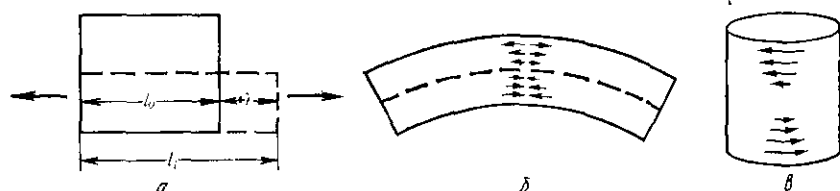


Рис. 61. Деформации:

а — однородная (удлинение); б и в — неоднородные (изгиб и кручение)

При растяжении или сжатии цилиндрического стержня с несущей боковой поверхностью наряду с деформацией вдоль оси происходит деформация и в поперечном направлении: при растяжении поперечник цилиндра укорачивается, при осевом укорочении поперечник увеличивается. Отношение поперечного укорочения к продольному удлинению отражает свойства материала и называется коэффициентом Пуассона. Если материал не испытывает поперечной деформации при осевом сжатии или удлинении, то коэффициент Пуассона равен нулю. Для несжимаемого материала, т. е. такого, объем которого при деформации не меняется, коэффициент Пуассона равен 0,5. Коэффициенты Пуассона для реальных материалов заключены между этими крайними значениями. Коэффициенты Пуассона для некоторых горных пород приведены в табл. 2 в следующей главе.

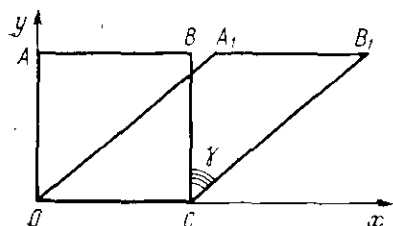


Рис. 62. Деформация простого сдвига.

Квадратный элемент $OABC$, выделенный осями x, y , перекосился на угол γ и превратился в параллелограмм OA_1B_1C

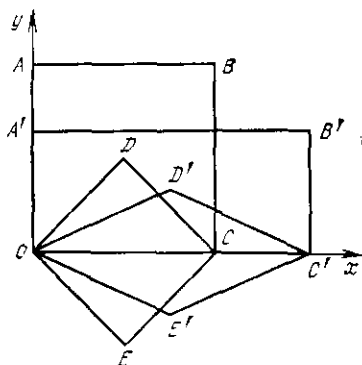


Рис. 63. Деформация чистого сдвига. Объяснение в тексте (по Л. В. Никитину)

Выше было введено понятие о деформации сдвига, которая измеряется изменением первичного угла между линиями или плоскостями. Различают простой и чистый сдвиги.

При *простом сдвиге* каждая точка тела смещается параллельно некоторой оси, например оси x , на величину, пропорциональную ее расстоянию от этой оси (рис. 62). Объем тела при этом не меняется. Размер деформации определяется углом γ .

Поскольку деформация простого сдвига происходит во всем теле одновременно, скорости перемещения его частиц, очевидно, различны: они растут пропорционально расстоянию от оси x , т. е. между слоями частиц существует градиент скоростей. Вообще градиенты скоростей перемещения между точками тела при деформации являются важной характеристикой процесса последней.

Чистый сдвиг — это деформация удлинения-укорочения, происходящая без изменения объема, т. е. так, что удлинение по одной оси равно укорочению по оси, перпендикулярной к первой. Например, квадрат $OABC$ со стороной, равной 1, переходит в прямоугольник $OA'B'C'$ со сторонами $3/2$ и $2/3$ (рис. 63). На первый взгляд, такая деформация не соответствует сдвигу. Однако если около точки O выделить квадрат $ODCE$, стороны которого ориентированы под углом 45° к осям координат, то он в результате указанной деформации превратится в ромб $OD'C'E'$, что является очевидным сдвигом.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Причиной деформации тел является действие на них сил. Силы возникают при взаимодействии тел. Они имеют векторную природу, т. е. характеризуются не только величиной, но и направлением. В механике сплошной среды рассматриваются преимущественно силы, распределенные по площади, так как контакт между реальными телами всегда происходит не в одной точке, а на некоторой площади.

Различают силы внешние и внутренние. *Внешние силы* — это мера взаимодействия данного тела с другими телами или физическими полями. Внешние силы могут быть *поверхностными* (силы, действующие на рассматриваемый блок земной коры со стороны соседних блоков) и *объемными*, или *массовыми* (силы, действующие на каждую материальную частицу среды и распределенные по всему объему тела). Наиболее важным для геологической обстановки примером массовых сил является сила веса, или гравитационная сила. Если тело покоится или находится в равномерном прямолинейном движении, внешние силы должны быть взаимно уравновешены.

Рассечем мысленно рассматриваемое тело, находящееся в равновесии, плоскостью S , проходящей через некоторую точку M

(рис. 64, а). На каждое из образовавшихся тел действует часть внешних сил, которые в общем случае не будут уравновешены. Для того чтобы каждое из тел сохраняло свое положение, к поверхностям раздела необходимо приложить силы, удерживающие эти тела на месте. Это и есть внутренние силы. Пока тело не было разрезано, эти силы обеспечивали его цельность. После того как тело было разрезано, внутренние силы были заменены приложенными извне силами того же действия.

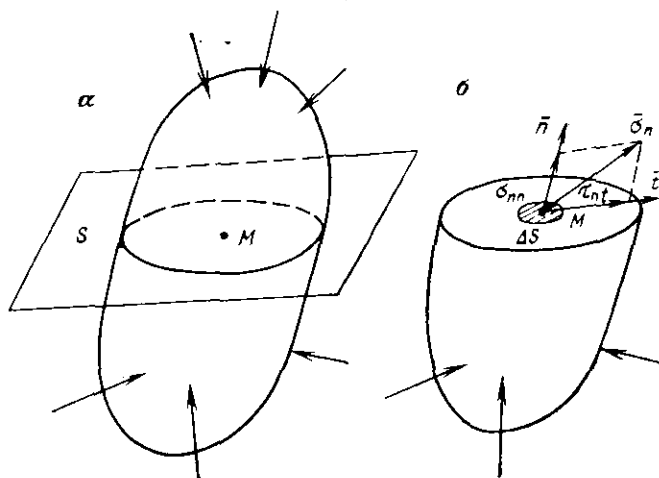


Рис. 64. Внешние и внутренние силы:
а — напряженное тело, находящееся под действием сил, обозначенных стрелками; б — отсеченная по плоскости S часть тела и напряжения на поверхности отсечения

Выделим около точки M малую площадку ΔS (рис. 64, б). Отношение действующей на эту площадку силы к ее площади является *напряжением*. Следовательно, напряжение — это сила, отнесенная к единице площади. До недавнего времени такой единицей площади считался 1 см^2 , а сила выражалась в килограммах, граммах, барах или атмосферах. По новой системе стандартных единиц измерения (СИ) за единицу площади принимается 1 м^2 , а сила выражается в ньютонах¹. Напряжения можно выразить также непосредственно в паскалях².

Напряжение, как и сила, является вектором. Таким образом, на площадке ΔS существует вектор полного напряжения (см. рис. 64, б). Проекция вектора полного напряжения на нормаль к площадке ΔS называется нормальным напряжением и обычно обозначается буквой σ . Проекция вектора полного напряжения на площадку ΔS называется касательным, или тангенциальным, или скалывающим напряжением и обозначается буквой τ .

¹ Ньютон — $1 \text{ кг} \cdot \text{м} / \text{с}^2$.

² Паскаль — 1 ньютон на 1 м^2 .

Очевидно, что нормальные напряжения могут быть либо растягивающими, либо сжимающими. Растягивающие напряжения принято считать положительными, сжимающие — отрицательными. Разделение касательных напряжений на положительные и отрицательные условно. Выше говорилось о разделении сдвигов на правые и левые. Можно и касательные напряжения разделять на правые и левые, если принять, что касательные напряжения вызывают соответственно правые или левые сдвиги.

Если в точке M выбрать площадку с другой ориентацией, то полное напряжение и напряжения нормальное и касательное будут иными. Общее напряженное состояние в точке сплошной среды определяется всей совокупностью векторов напряжений, действующих в этой точке на площадках всевозможных ориентаций.

Если тело находится в равновесии, то уравновешена и любая выделенная из него часть. Очевидно, что нормальные напряжения будут уравновешены, если на двух бесконечно близких площадках с противоположно направленными нормальми они будут равны по величине и противоположны по знаку: растяжению в одну сторону противостоит такое же по величине растяжение в противоположном направлении, сжатие противостоит такое же сжатие, противоположно направленное. А из равенства момента сил можно вывести условие парности касательных напряжений, по которому касательные напряжения по величине равны на любых взаимно перпендикулярных площадках.

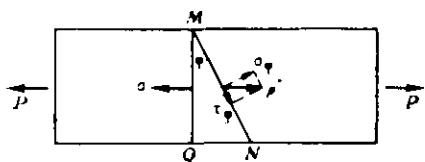


Рис. 65. Схема нормальных и касательных напряжений на произвольно ориентированной площадке MN при одноосном растяжении стержня

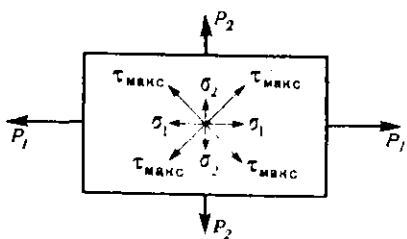


Рис. 66. Двухосное, или плоское, напряженное состояние. Расположение нормальных и касательных максимальных напряжений

Очевидно, что при любом напряженном состоянии величина напряжений и соотношение нормальных и касательных напряжений зависят от ориентации площадки, на которой они фиксируются. Рассмотрим напряженное состояние, возникающее в призматическом стержне, к торцам которого приложены растягивающие силы (рис. 65). Такое напряженное состояние с некоторой долей приближения можно считать одноосным, или линейным.

Выберем площадку MN внутри стержня, секущую его под некоторым углом. Пусть приложенная ко всему сечению стержня растягивающая сила равна P . Тогда напряжение p , действующее на площадке MN , будет

$$p = \frac{P}{F_{\varphi}} = \frac{P \cos \varphi}{F},$$

где F — площадь поперечного, т. е. нормального к оси, растяжения сечения стержня (на рисунке MQ); F_{φ} — площадь площадки MN ; φ — угол между поперечным сечением и площадкой MN .

Напряжение p является полным напряжением. Оно может быть разложено на нормальное и касательное напряжения. Выразим полное, нормальное и касательное напряжения через напряжение на поперечном сечении стержня. Это последнее напряжение — и полное, и вместе с тем нормальное, поскольку касательных напряжений на площадке, нормальной к оси растяжения, очевидно, не может быть. Обозначим это напряжение через σ . Тогда

$$p = \frac{P}{F_{\varphi}} = \frac{P \cos \varphi}{F} = \sigma \cos \varphi,$$

$$\sigma_{\varphi} = p \cos \varphi = \sigma \cos^2 \varphi,$$

$$\tau_{\varphi} = p \sin \varphi = \sigma \sin \varphi \cos \varphi = \frac{\sigma}{2} \sin^2 \varphi.$$

Из этих выражений можно определить отношение величин σ_{φ} и τ_{φ} при различных углах φ . Вместе с тем можно определить, при каких углах нормальные и касательные напряжения на площадке MN максимальны.

Легко видеть, что σ_{φ} максимально при $\varphi=0$. Тогда $\sigma_{\varphi}=\sigma=\sigma_{\text{макс}}$. А касательные напряжения $\tau_{\varphi}=0$. Максимальными касательные напряжения становятся при $\varphi=45^\circ$. Они равны половине величины максимального нормального напряжения:

$$\tau_{\text{макс}} = \frac{\sigma_{\text{макс}}}{2}.$$

Поскольку имеется условие парности касательных напряжений, последние равны между собой и максимальны на всех взаимно перпендикулярных площадках, расположенных под указанным углом 45° к оси растяжения.

Можно проследить, как по мере поворота площадки от положения, поперечного к оси растяжения ($\varphi=0$), к положению, продольному к той же оси, нормальные напряжения уменьшаются до $\frac{\sigma_{\text{макс}}}{2}$ при $\varphi=45^\circ$ и до нуля при $\varphi=90^\circ$. А касательные напряжения при той же операции сначала возрастают от нуля до $\tau_{\text{макс}} = \frac{\sigma_{\text{макс}}}{2}$ при $\varphi=45^\circ$, а затем снова уменьшаются до нуля. При $\varphi=45^\circ$ нормальные и касательные напряжения равны между собой. При положении площадки, параллельном оси растяжения, какие-либо напряжения на площадке отсутствуют.

Аналогично распределяются напряжения при сжатии стержня. Только изменяются знаки напряжений.

Если очень тонкая пластинка находится под воздействием сил, направленных по двум взаимно перпендикулярным направлениям, то такое состояние является двухосным, или плоским, напряженным состоянием (рис. 66). Силы P_1 и P_2 вызывают соответственно на расположенных нормально к осям их действия площадках нормальные напряжения σ_1 и σ_2 , которые являются крайними, т. е. максимальными из тех, которые могут быть вызваны силой данного направления. Принято считать, что $\sigma_1 > \sigma_2$. Поскольку растяжение всегда положительно, а сжатие всегда отрицательно, растяжение любого размера всегда будет обозначаться σ_1 , если σ_2 представляет сжатие. Если оба крайних напряжения — напряжения растяжения, то σ_1 будет отвечать наибольшему растяжению. Если оба крайних напряжения являются напряжениями сжатия, то σ_1 будет отвечать арифметически наименьшему сжатию.

Максимальные касательные напряжения, как это можно вывести, наблюдаются на двух сопряженных, взаимно перпендикулярных площадках, являющихся биссектрисами между двумя осями действия крайних нормальных напряжений σ_1 и σ_2 . Величина максимального касательного напряжения при этом определится так:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

Из этого выражения следует, что касательные напряжения при двухосном напряженном состоянии могут возникать только в том случае, если крайние нормальные напряжения различны либо по величине, либо по знаку. Если же пластинка подвергается равному растяжению или равному сжатию по двум взаимно перпендикулярным направлениям, то в ней возникают нормальные напряжения, а касательные отсутствуют.

Особый случай возникает, если крайние напряжения равны по величине, но различны по знаку, т. е. $\sigma_1 = -\sigma_2$. Тогда максимальное касательное напряжение равно максимальному нормальному напряжению:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} = \sigma_1.$$

В этом случае на площадках, наклоненных под углом 45° к осям действия максимальных нормальных напряжений, нормальные напряжения равны нулю. Они уменьшаются до нуля по мере поворота площадки от положения, нормального к какой-либо главной оси растяжения-сжатия, к углу, равному 45° , а при дальнейшем повороте той же площадки снова возрастают, но уже с обратным знаком.

Если внутри тела, находящегося в таком напряженном состоянии, выделить элемент с гранями, расположенными под углами 45° к направлениям приложенных нормальных напряжений, то на всех гранях этого элемента будут наблюдаться только касатель-

ные напряжения. Подобное напряженное состояние называется *чистым сдвигом*. Выше упоминалось о деформации чистого сдвига. Последняя вызывается рассмотренным напряженным состоянием.

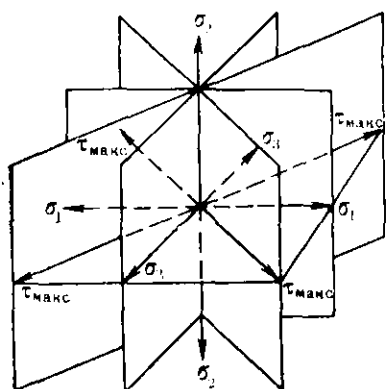


Рис. 67. Трехосное, или объемное, напряженное состояние. Расположение нормальных и касательных максимальных напряжений

Вместе с тем в особой роли касательных напряжений в этом виде напряженного состояния содержится объяснение, почему оно и соответствующая деформация — именуется сдвигом.

Если тело находится под воздействием сил, направленных по трем взаимно перпендикулярным осям, возникает трехосное, или объемное, напряженное состояние. При этом существуют максимальное, среднее и минимальное нормальные главные напряжения: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ (рис. 67).

Максимальные касательные напряжения в этом случае проявляются на двух сопряженных площадках, которые делят пополам угол между осями σ_1 и σ_3 .

Величина максимальных касательных напряжений

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

При определении максимальных и минимальных нормальных напряжений следует иметь в виду изложенное выше правило знаков.

В других направлениях наблюдаются промежуточные значения касательных напряжений. Например, на площадках, делящих пополам угол между направлениями σ_1 и σ_2 , наблюдаются касательные напряжения

$$\tau_{12} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

На площадках, делящих пополам угол между σ_2 и σ_3 , касательные напряжения

$$\tau_{23} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}.$$

Если σ_1 и σ_3 равны между собой, т. е. $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, то касательные напряжения отсутствуют. Это случай равномерного всестороннего сжатия или растяжения. Равномерное всестороннее сжатие создается, например, при погружении тела в жидкость. Оно существует также в глубинах земной коры. Поэтому равномерное трехосное сжатие называется также гидростатическим.

Разность нормальных напряжений выражается либо в различной их величине, либо разным их знаком. Только при наличии разности нормальных напряжений возникают касательные напряжения. Отклонение нормальных напряжений от гидростатического сжатия, т. е. от средней величины нормальных напряжений:

$$\sigma_{\text{ср}} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3},$$

называется девиаторным, или дифференциальным, напряжением. В геологической литературе (преимущественно старой) это отклонение иногда называется стрессом. При экспериментах с высокими давлениями необходимо отделять всестороннее давление, ведущее к изменению объема тела, от дифференциального напряжения, вызывающего изменение формы тела.

Рассмотрим еще плоское напряженное состояние при простом сдвиге (рис. 68). К квадратной пластинке приложена пара сил, т. е. на противоположных краях ее (на рисунке — нижнем и верхнем) действуют равные по величине, но противоположные по направлению силы, параллельные краям. Очевидно, что под действием этой пары сил пластинка начнет крутиться. Чтобы ее уравновесить, необходимо к другим ее сторонам приложить еще пару сил, как это показано на рисунке пунктирными стрелками. В этом состоянии главные нормальные напряжения направлены под углом 45° к сторонам пластинки, т. е. по ее диагоналям, если она квадратная. По одной диагонали напряжения растягивающие, по другой — сжимающие. По величине они равны между собой. Максимальные касательные напряжения параллельны сторонам пластинки.

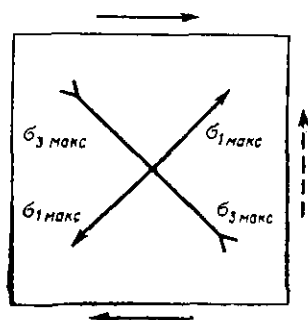


Рис. 68. Плоское напряженное состояние при простом сдвиге

При любом типе напряженного состояния имеются площадки, которые ориентированы так, что на них существуют только нормальные напряжения, а касательные отсутствуют. При одноосном сжатии-растяжении это площадка, нормальная к оси приложенной силы. В случае плоского напряженного состояния это два взаимно перпендикулярных положения, нормальных к осям σ_1 и σ_2 . При трехосном напряженном состоянии в том же положении оказываются три взаимно перпендикулярные площадки, нормальные к осям σ_1 , σ_2 и σ_3 .

Площадки, на которых существуют только нормальные напряжения, называются главными. А нормали к ним, т. е. оси нормальных напряжений, являются главными осями напряжений.

Понятие о главных осях лежит в основе того, что любое напряженное состояние элемента объема, какой бы сложной системой

сил оно ни вызывалось, может быть сведено к нормальным напряжениям сжатия и растяжения, действующим по взаимно перпендикулярным осям. Это чрезвычайно облегчает рассмотрение различных напряженных состояний.

При однородных деформациях удлинения-укорочения главные оси напряжений совпадают с главными осями деформаций. При простом сдвиге и неоднородных деформациях они могут не совпадать.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

Тела могут деформироваться и без приложения внешних сил. Такими деформациями являются, например, температурное расширение, набухание под действием влаги или, наоборот, сжатие при высыхании. Но приложение внешних сил к реальным телам всегда вызывает в последних деформацию. Взаимоотношения между силами и деформацией в каждом конкретном случае определяются механическими свойствами тела. Последние меняются в зависимости от температуры, всестороннего давления, давления поровой воды, скорости деформирования. Конкретное влияние этих факторов на свойства тел будет рассмотрено в следующей главе. Здесь же мы будем говорить о более общих, принципиальных сторонах соотношения сил и деформаций, присущих любым телам.

В общем случае напряженное и деформированное состояния определяются совокупностью шести напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yz} и шести деформаций ϵ_x , ϵ_y , ϵ_z , γ_{xy} , γ_{xz} , γ_{yz} (ϵ — продольные деформации вдоль трех осей, а γ — изменения углов между указанными осями).

Деформированное состояние следует разбить на две части: изменение объема без изменения формы и изменение формы без изменения объема.

В общем случае изменение объема определяется средним нормальным напряжением P :

$$P = -\frac{1}{3} (\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}).$$

Знак минус означает уменьшение объема, знак плюс — увеличение объема. Напряжение, сохраняющееся за вычетом среднего напряжения, ответственно за изменение формы. Очевидно, что в изотропном материале изменение формы может произойти только в том случае, если существует разность между нормальными напряжениями, т. е. если имеются касательные напряжения. Именно последние ответственны за изменение формы тела. Касательные напряжения вызывают деформацию сдвига, которая и составляет основу всякого изменения формы. Количественное выражение связи между напряжениями и деформациями для разных тел разное.

Наиболее общим свойством твердых тел является *упругость*. Это свойство состоит в том, что, будучи деформировано под нагрузкой, тело полностью восстанавливает свою исходную форму после снятия нагрузки. При этом процессы нагружения и разгрузки подчиняются одним и тем же законам. Зависимость между напряжениями и упругими деформациями обычно линейная:

$$P = -K\theta, \quad \tau = \mu\gamma,$$

где θ — размер деформации.

Эти зависимости составляют закон Гука, или закон пропорциональности, поскольку они указывают, что величина упругой деформации пропорциональна напряжению. Величина K называется модулем объемного сжатия, а μ — модулем сдвига. Размерность этих величин та же, что у давления или напряжения: Па или кг/см². Значения модулей K и μ для некоторых минералов и горных пород приведены в табл. 1 и 2 (см. гл. 6). Для горных пород упругие деформации всегда очень малы.

Связь между нормальным напряжением σ и деформацией удлинения ϵ при одноосной продольной деформации имеет вид

$$\sigma = E\epsilon,$$

где E — модуль Юнга. Значения E для горных пород приведены в табл. 2 (см. гл. 6).

Начиная с некоторого напряжения τ_d , называемого пределом упругости или пропорциональности, зависимость между напряжением и деформацией перестает быть линейной. При дальнейшем нагружении достигается предел текучести материала τ_s , при котором материал переходит в пластическое состояние. Различие между пределами упругости и текучести мало. Пластическое состояние выражается в том, что после снятия нагрузки вызванная ею деформация частично остается (пластическая, или остаточная, деформация).

Идеально пластическое тело после достижения предела текучести деформируется без повышения нагрузки, при неизменном напряжении. На диаграмме, по осям которой отложены напряжение и величина деформации, упругая деформация изображается наклонной прямой линией, наклон которой зависит от модуля Юнга, а пластическая — горизонтальной прямой линией на уровне предела текучести (рис. 69, А).

Реальные тела отклоняются от идеально пластического состояния. Некоторые из них в процессе деформации упрочняются, т. е. пластическая деформация развивается с повышением напряжений (рис. 69, Б). Другие тела, наоборот, разупрочняются: пластическая деформация, начавшись, продолжается при снижении напряжений (рис. 69, В). В этом случае процесс деформации становится неустойчивым и обычно заканчивается разрушением тела. Распространены случаи, когда тело сначала упрочняется, а затем, после достижения некоторой критической величины деформации, разупрочняется. Во всех случаях, если после достижения

некоторой величины пластической деформации снять нагрузку, то снимается только упругая деформация, а пластическая сохраняется.

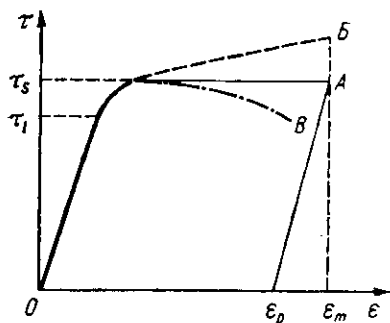


Рис. 69. Упругая и пластическая деформации:

ϵ — деформация; ϵ_p — пластическая деформация; ϵ_m — полная деформация; $\epsilon_m - \epsilon_p$ — упругая деформация; τ — напряжение; τ_l — предел упругости; τ_s — предел текучести; A — идеально пластическое тело; B — тело с упрочнением; B' — тело с разупрочнением

Свойства упругости и пластичности сопровождаются свойством вязкости. Вязкость — это свойство материала оказывать сопротивление скорости деформации. Поведение вязких тел определяется тем, что скорость деформации прямо пропорциональна касательным напряжениям и обратно пропорциональна вязкости:

$$\dot{\epsilon} = \frac{\tau}{\eta}.$$

Вязкость (коэффициент вязкости) измеряется в паскаль-секундах (Па·с). 1 Па·с = 1 Н·с/м² или 1 кг·м/с, т. е. вязкостью в 1 Па·с обладает среда, в которой касательное напряжение в одну единицу (например, 1 Па) вызывает деформацию сдвига с относительным смещением со скоростью 1 м/с двух слоев, находящихся на взаимном расстоянии в 1 м. Для примера укажем, что вязкость воды 10⁻³ Па·с, глицерина — 0,85 Па·с, очень влажной глины — 10² Па·с, а твердых горных пород — от 10¹⁵ до 10²³ Па·с. Противоположным вязкости свойством является текучесть. Чтобы ускорить пластическую деформацию при постоянной вязкости, необходимо повысить напряжения. И наоборот, если пластическая деформация ускоряется каким-либо внешним воздействием на тело, то напряжения в последнем растут.

Следует отметить принципиальное различие между модулем Юнга и вязкостью. Модуль Юнга определяет *размер* упругой деформации. Вязкость определяет *скорость* пластической деформации.

Пределы упругости и текучести для разных тел и одних и тех же тел при разных давлениях и температурах различны. Существуют тела с низкими пределами упругости и текучести. Они начинают необратимо деформироваться при очень малых напряжениях. Такие тела называются *вязкими*, а их деформация — *вязким течением*. Обычно они считаются жидкостями. Твердые пластичные тела имеют выраженный предел текучести.

Многие материалы проявляют свойства *последствия* и *релаксации*. Последствие состоит в том, что после приложения на-

грузки только некоторая часть упругой деформации возникает мгновенно (со скоростью распространения упругой волны). До своей же конечной величины деформация «доходит» в течение некоторого времени. При разгрузке такого тела соответственно часть деформации снимается сразу, а оставшая часть — постепенно (рис. 70).

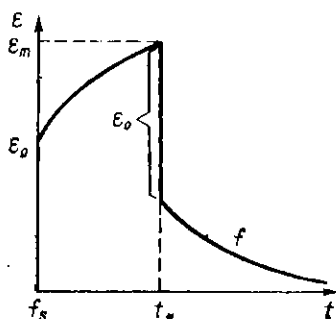


Рис. 70. Деформация тела со свойством последействия. Диаграмма в координатах деформации ε и времени t : ε_0 — упругая (мгновенная) деформация; ε_m — полная деформация; t_s — момент разгрузки; f — последействие

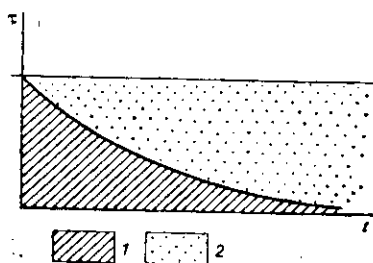


Рис. 71. Релаксация напряжений; переход упругой деформации в пластическую: τ — напряжение; t — время; 1 — упругая деформация; 2 — пластическая деформация

Свойство релаксации состоит в том, что если тело подвергнуто напряжениям ниже предела упругости и достигнутый размер деформации желательно поддерживать в течение долгого времени, то необходимо постепенно уменьшать напряжения, иначе деформация при той же нагрузке будет постепенно возрастать. Уменьшение напряжений, необходимых для поддержания одной и той же величины деформации, означает, что напряжения с течением времени как бы рассасываются и упругая, т. е. обратимая, деформация переходит в деформацию пластическую, необратимую. В конце концов практически вся упругая деформация сменяется пластической при сохранении ее величины. Скорость «рассасывания» упругих напряжений определяется «скоростью релаксации», различной для разных тел (рис. 71).

Физический механизм этого процесса схематично можно представить следующим образом. Каждое тело состоит из частиц, которыми могут быть атомы, ионы или молекулы. Частицы связаны между собой физико-химическими силами (электрическими, валентными, ионными и т. п.) так, что существует некоторое наиболее устойчивое расположение частиц. Например, положительные и отрицательные ионы объединены попарно. Однако частицы непрерывно совершают тепловые колебания около своего среднего положения. Представим себе два слоя частиц, объединенных теми или иными связями попарно (рис. 72, а). Когда к телу прикладывается нагрузка, один слой частиц смещается относительно

другого (рис. 72, б). В теле возникают напряжения. Частицы стремятся вернуться на свои прежние места. Если нагрузка сохраняется достаточно долго, то начинают сказываться тепловые колебания частиц. Среди этих колебаний, которые имеют стати-

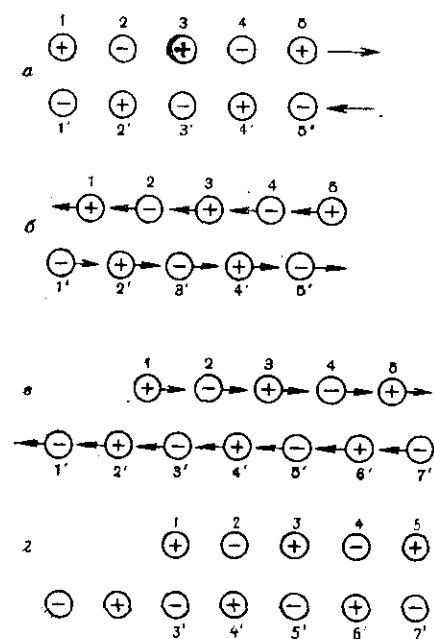


Рис. 72. Схема механизма релаксации напряжений:

а — начальное расположение частиц (стрелки — направление приложенных нагрузок); б — состояние упругой деформации (стрелки — направление смещения частиц после снятия нагрузки); в — после большого скачка частицы перемещаются, как указано стрелками; г — релаксация (частицы закрепляются на новых местах)

стический характер, наряду с частыми малыми скачками время от времени происходят и относительно далекие скачки. В результате таких скачков частицы могут найти себе новую «пару» и закрепиться на новых местах (рис. 72, г). Чем больше промежутков времени, тем больше вероятность, что такие далекие скачки произойдут. В результате перескоков и закрепления на новых местах все большего числа частиц и происходит рассасывание напряжений и переход упругой деформации в пластическую.

Материалы, обладающие свойствами последействия и релаксации, называются вязкоупругими; вызванная в них упругая деформация переходит со временем в вязкое течение.

Скорость релаксации отражает влияние скорости деформирования на поведение тела под нагрузкой. Одно и то же тело при быстрой деформации ведет себя как упругое, а при медленной — как пластичное. Быстро развивающиеся деформации земной коры в тектонически активных областях приводят к большим напряжениям, достигающим предел прочности пород, и это ведет к землетрясениям. А медленно накапливающиеся напряжения в тектонически спокойных областях успевают релаксировать.

Свойство релаксации объясняет, почему сейсмические волны в Земле распространяются как в упругом теле, и в то же время в Земле происходят медленные пластические деформации.

Другой стороной релаксации является свойство *ползучести* материала. Оно состоит в том, что если вызвать в теле напряжения ниже предела упругости и в дальнейшем не уменьшать нагрузку, то с течением времени вместе с переходом упругой деформации в пластическую вследствие релаксации величина деформации будет расти. Это явление похоже на последствие, но отличие деформации ползучести состоит в том, что она не восстанавливается, а сохраняется. При разгрузке восстанавливается только мгновенная, т. е. упругая, часть деформации, а длительная сохраняется в качестве остаточной. Типичная кривая ползучести изображена на рис. 73. В момент приложения нагрузки возникает мгновенная упругая деформация (ϵ_0). Скорость деформации ползучести на первых порах постепенно убывает до некоторого значения (участок 1), после чего наступает этап установившейся ползучести (участок 2 прямой линии), развивающейся с постоянной скоростью. На последнем участке 3 скорость ползучести обычно нарастает, что заканчивается разрушением тела.

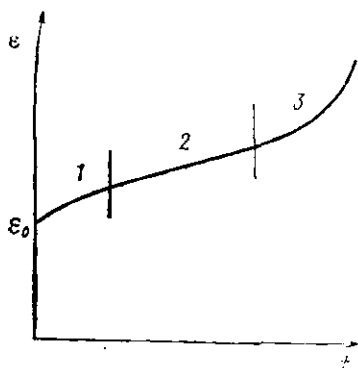


Рис. 73. Кривая ползучести:
 ϵ — деформация; ϵ_0 — упругая (мгновенная) деформация;
 t — время; 1, 2, 3 — участки кривой ползучести

Скорость ползучести сильно зависит от всестороннего давления и температуры (см. гл. 6).

Для различных тел устанавливаются разные соотношения между свойствами упругости, пластичности, релаксации, ползучести, последствия. В связи с этим в теории деформаций фигури-

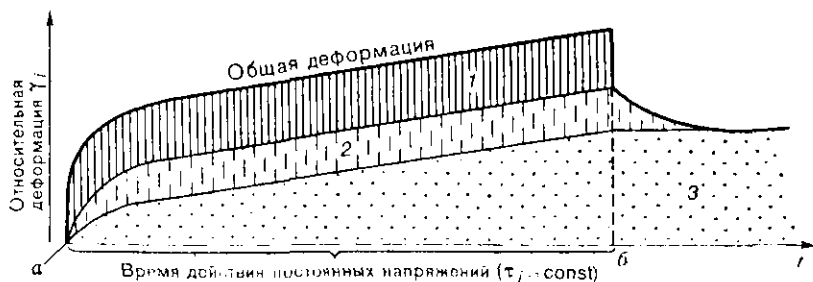


Рис. 74. Схема деформации «тела Максвелла» (по М. В. Гзовскому):
1 — первая часть упругой деформации (условно-мгновенная); 2 — вторая часть упругой деформации (упругое последствие); 3 — пластическая деформация; а, б — момент начала и момент прекращения действия постоянных напряжений

руют различные «модели» тел (упругие, пластичные, вязкие, вязкоупругие, вязкоупруго-пластичные и др.). Например, поведение под нагрузкой «тела Максвелла» изображается диаграммой,

представленной на рис. 74. Для этого тела характерно, что с момента приложения нагрузки упругая и пластическая деформации развиваются совместно. Кроме того, это тело обладает последействием. Возможно, что свойства горных пород близки к свойствам «тела Максвелла».

Явление ползучести можно толковать так, что предел текучести зависит от времени: чем длительнее действие нагрузки, тем ниже предел текучести, тем при более низких напряжениях начинается пластическое течение. Поэтому можно говорить об «условно-мгновенном» и о «длительном» пределах текучести (а вместе с ними и об «условно-мгновенном» и «длительном» пределе упругости).

ПРОЧНОСТЬ И РАЗРУШЕНИЕ ТЕЛ

Твердые тела обладают *прочностью*. Под последней понимают сопротивление тела разрушению. Точнее, это — напряжение, при котором тело разрушается, пронизываясь трещинами или теряя всякое сопротивление деформации; последняя при этом становится безостановочной и бесконечно большой. Такое напряжение называют *пределом прочности* тела.

Различают разрушение хрупкое и вязкое. При хрупком теле до разрушения не испытывает остаточных деформаций: предел прочности лежит ниже предела упругости; при вязком перед разрушением тело испытывает значительные остаточные деформации. В этом случае оно разрушится или потому, что деформация достигнет недопустимой величины, или в результате понижения прочности тела (разупрочнения) в процессе деформации.

Разрушение происходит либо путем *отрыва*, либо путем *скалывания* (или *срезывания*). В первом случае разрушение вызывается растягивающими нормальными напряжениями; когда они достигают предела *прочности на отрыв*, образуются *трещины отрыва*, перпендикулярные к оси максимального растягивающего напряжения. Во втором случае касательные напряжения достигают *предела прочности на скалывание*, и разрушение происходит с образованием *трещин скалывания*. Последние теоретически должны ориентироваться в плоскостях максимальных касательных напряжений, но в действительности они отклоняются от этой ориентировки вследствие наличия внутреннего трения в твердом теле, которое зависит и от свойств тела, и от нормального давления на площадках максимальных касательных напряжений. Для горных пород такое отклонение может достигать 20°. Поэтому парные трещины скалывания образуют между собой острый угол, биссектриса которого совпадает с осью максимального сжимающего напряжения (подробнее см. гл. 6). Разрушается ли в данном случае тело путем отрыва или путем скалывания, зависит от того, какой предел прочности — на отрыв или на скалывание — в данных условиях оказывается ниже.

Разрушение отрывом происходит хрупким, а разрушение скалыванием — вязким путем. Растяжение обычно приводит к отрыву, а сжатие — к скалыванию. Но растяжение может привести к разрушению вязким путем, если оно следует за пластической деформацией. Свойства реальных твердых тел приводят к тому, что вязкое разрушение всегда является следствием постепенной все большей концентрации пластической деформации и в конце концов последняя заканчивается разрывом.

На прочность материала оказывает влияние длительность воздействия напряжений. Чем больше длительность, тем ниже предел прочности. Поэтому существуют понятия «мгновенной» и «длительной» прочности. Прочность зависит и от размеров тела: для больших массивов она меньше, чем для малых образцов, поскольку в первых всегда существует много структурных дефектов.

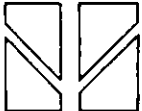
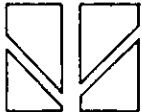
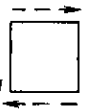
Внешние нагрузки		Напряжения		Вид разлома при разрушении	
		$\pm \sigma_{\text{макс}}$	$\tau_{\text{макс}}$	от $\sigma_{\text{макс}}$	от $\tau_{\text{макс}}$
Растяжение					
					
Сдвиг					

Рис. 75. Схемы расположения трещин отрыва и скалывания при различных видах нагрузки.

Напряжения: $\sigma_{\text{макс}}$ — максимальные нормальные; $\tau_{\text{макс}}$ — максимальные касательные

На рис. 75 изображена ориентировка трещин отрыва и скалывания по отношению к главным осям напряжений при различных нагрузках — растяжении, сжатии и сдвиге.

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В предыдущей главе были изложены элементы общей теории деформаций и разрушения твердых тел. Эта теория применима к горным породам в условиях земной коры. Но тектонические деформации обладают некоторой спецификой. Те, которые нас преимущественно интересуют, обычно бывают очень большими. Они развиваются в пределах огромных объемов горных пород с неоднородным строением. Тектонические разрывы, образовавшиеся, развиваются, растут, при этом одновременно с пластической деформацией, продолжающейся в окружающей среде. Тектонические силы прикладываются к очень большим площадям или к большим объемам пород. Большую роль в тектонических деформациях играют объемные силы гравитации, тем большую, чем больше объемы пород, вовлеченные в деформацию. Кроме того, механические свойства горных пород меняются с изменением внешних условий — температуры, всестороннего давления, величины напряжений, скорости деформации. Эту специфику необходимо учитывать, и к чему она ведет, мы увидим ниже.

Выяснение условий развития тектонических деформаций основывается прежде всего на изучении результатов этих деформаций в природе. Есть различные возможности восстановить историю структур, выяснить характер движений, происходивших в породах и их комплексах. Наиболее элементарный метод — сравнение наблюдаемого сейчас деформированного залегания пород с тем их залеганием, которое можно считать первичным. Поскольку первичным обычно является горизонтальное залегание, сравнение смятых в складки слоев с их горизонтальным залеганием позволяет представить себе, какие движения слоев и отдельных их участков привели к наблюдаемым складчатым структурным формам.

Дальнейшее уточнение заключений о кинематике тектонических деформаций может быть достигнуто с использованием других показателей. Например, угловые несогласия позволяют разделить ход деформаций на ряд стадий. На рис. 76 изображен профиль через антиклиналь, сложенную слоями верхнего мела,

палеоцена и эоцена. Складка наклонена на север и туда же наклонен разрыв А, имеющий сейчас характер взброса. Но складка несогласно срезана наклонно залегающими отложениями олигоцена и миоцена. Поскольку поверхность несогласия к моменту начала отложения пород олигоцена и миоцена должна была быть горизонтальной, следует сделать вывод, что первоначально складка в верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложениях была прямой, с вертикальной осевой поверхностью, и вертикальным был и разрыв А, имевший тогда характер взреза. Наклон и складки и разрыва произошел во время и после накопления миоценовых и плиоценовых слоев. Таким образом, положение поверхности углового несогласия позволило разделить наблюдаемую деформацию на два этапа.

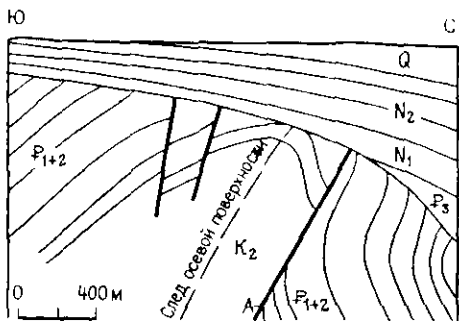


Рис. 76. Антиклиналь в верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложениях, несогласно перекрытая олигоценовыми и миоценовыми осадками. Северо-Западный Кавказ

Аналогично по пересечению двух разрывов можно бывает установить, какой из них образовался раньше, а какой позже. Проследивая по простиранию флексуру и видя, как она постепенно все больше усложняется сначала мелкими, а затем все более крупными разрывами синтетической направленности, можно заключить, что отдельные участки этой структуры находятся в разных стадиях формирования и что пластическая деформация более ранней стадии все в большей степени сменяется разрывами вязкого типа. Точно так же наклонные складки с развитием деформации могут все больше осложняться разрывами типа надвига, а куполовидные поднятия — все больше раскалываться радиальными и концентрическими трещинами.

Мы указываем здесь только некоторые элементарные приемы, которыми пользуется исследователь, восстанавливая характер движений (кинематику) в толще горных пород, приведших к образованию той или иной структурной формы. Другие приемы будут ясны из последующего изложения.

Если подобные наблюдения производятся в разных породах — более пластичных и более твердых — и в свитах со слоями разной толщины, на участках с разной интенсивностью тектонических деформаций, то, сравнивая эти наблюдения, можно выяснить влияние на ход и характер деформаций таких факторов, как относительные деформационные свойства различных пород или толщина слоев, или распределение тектонических напряжений. Например, дальше будет видно, что разлинзование и будинаж проявляются в слоях, сложенных более вязкими, менее поддаю-

щимися пластическим деформациям породами, залегающими среди пород более пластичных. Размеры будин в плоскости слоя меньше в том направлении, в каком действовали наибольшие растягивающие напряжения. Например, если размеры будин в плоскости слоя значительно меньше по направлению падения слоя, чем по его простиранию, то из этого следует, что наибольшие растягивающие напряжения при деформации слоев были направлены по падению слоев (см. с. 138 и след.).

На относительные свойства слоев указывает также большее или меньшее проявление взаимного наложения складок разного порядка, степеней сжатости складок, их размеры, а также частота трещин и многие другие признаки. Однако все такие признаки, наблюдаемые в природных обнажениях, позволяют судить о свойствах пород и об условиях, в которых происходили тектонические деформации, лишь качественно и относительно: можно только сказать, что в данных условиях такая-то порода оказалась более прочной или более пластичной, чем другая, но характеризовать прочность или пластичность породы хотя бы приближенными цифрами в таких случаях нельзя. Кроме того, ряд подобных умозаключений неминуемо будет иметь предположительный характер, поскольку в природных обнажениях мы можем видеть только конечный результат процесса деформирования, но сам процесс во всем его ходе наблюдать невозможно.

В некоторой мере приблизиться к количественной оценке свойств минералов и горных пород помогают лабораторные определения механических свойств минерального вещества при различных давлениях и температурах. Ниже приводятся таблицы результатов таких измерений для некоторых минералов и горных пород. Существенным недостатком подобных измерений является то, что влияние по меньшей мере одного крайне важного в геологической обстановке фактора на деформационные свойства минералов и горных пород практически учесть невозможно. Этот фактор — время или, точнее говоря, скорость деформации и продолжительность действия сил. Выше говорилось о таких явлениях, как ползучесть или длительная прочность. О роли времени в тектонических деформациях речь будет идти ниже. Чрезвычайная продолжительность геологического времени делает его исключительно могучим фактором для любых процессов в земной коре, влияние которого может оказаться (и оказывается!) значительно большим, чем влияние других факторов, таких, как температура и давление. Но в лабораторных условиях ввести в эксперимент с природными минералами и породами время геологической продолжительности, очевидно, невозможно.

В этом случае используют метод моделирования тектонических деформаций с помощью маловязких «эквивалентных» материалов. Этот метод, опирающийся на принципы физического подобия, позволяет с той или иной степенью приближенности не только восстаивать результаты тектонических деформаций, но и проследивать весь их ход. При этом модели могут быть

сложными, состоящими из веществ с разными свойствами, и в них могут быть вызваны напряжения разной величины, разного распределения, разной ориентировки. Моделирование можно производить как с приложением поверхностных сил, так и с использованием объемной силы тяжести. Существуют также методы изучения распределения напряжений внутри деформируемого неоднородного (например, слоистого) тела, что позволяет понять, почему пластическая или разрывная деформация развивается именно таким, а не иным путем.

Моделирование должно основываться на теории физического подобия. Два процесса считаются подобными, если они описываются одинаковыми уравнениями, т. е. если все отношения между одноименными параметрами, определяющими процесс, в модели такие же, как в изучаемом природном процессе. Поскольку нас интересуют деформации, в уравнения, описывающие последние, должны входить такие величины, как напряжения, деформационные свойства материала (модуль Юнга для сжатия и сдвига, коэффициент Пуассона, вязкость, предел прочности на отрыв и скалывание) и время. Если отношения между этими факторами, а также характер внешнего воздействия в модели будут такими же, как в природе, процесс деформации в модели будет подобным природному процессу. Полностью удовлетворить этим требованиям при тектоническом моделировании невозможно из-за неопределенности наших сведений о свойствах горных пород в природной обстановке, о действующих в земной коре напряжениях и о продолжительности тектонических деформаций. Однако приближение к подобию в некоторых случаях возможно.

Легче всего моделируются упругие деформации. Они описываются законом Гука:

$$\epsilon = \frac{\sigma}{E},$$

где ϵ — величина деформации, σ — напряжение, E — модуль упругости.

Если никакие другие факторы не влияют на деформации и, например, можно пренебречь силами инерции, то, заменяя природный материал (горную породу) каким-либо другим материалом с меньшим по величине модулем упругости, мы должны для соблюдения подобия во столько же раз уменьшить величину действующих напряжений. Следовательно, любой материал, обладающий упругостью, может быть моделирующим или, как говорят, эквивалентным. Условие подобия в этом случае можно записать так:

$$C_0 = C_E,$$

где C_0 и C_E — «множители подобия» напряжений и модуля упругости: величины напряжений и модуля упругости должны быть уменьшены или увеличены в одинаковое число раз, равное множителю подобия C .

Пластическая деформация, происходящая путем вязкого те-

чения, в общем виде описывается уравнением

$$\ln(1 + \varepsilon) = \ln \lambda = \frac{\tau}{\eta} t.$$

При малой деформации можно считать справедливым отношение

$$\varepsilon = \frac{\tau}{\eta} t,$$

где τ — напряжение, η — вязкость, t — время.

При моделировании тектонической пластической деформации наша задача, очевидно, будет состоять в том, чтобы в значительной степени ускорить деформацию, т. е. сократить время t с геологической продолжительности до доступной в эксперименте. Этого можно достигнуть, либо увеличивая напряжения, либо уменьшая вязкость моделирующего материала, либо производя то и другое одновременно. Поскольку продолжительность процесса необходимо уменьшить на много порядков, а тектонические напряжения едва ли на модели можно сильно увеличить, очевидно, что цели можно достигнуть, только уменьшая вязкость. Предположим, что мы намерены принять такой масштаб времени, при котором 1 ч на модели соответствует 1 млн. лет в природном процессе. Это значит, что мы уменьшаем продолжительность процесса приблизительно в 10^{10} раз, т. е. множитель подобия для времени

$$C_t = 10^{-10}.$$

Отсюда следует, что таков же должен быть и множитель вязкости:

$$C_\eta = C_t = 10^{-10}.$$

Следовательно, если принять вязкость горных пород равной 10^{17} Па·с, то эквивалентный материал должен иметь вязкость 10^7 Па·с. Таковыми материалами при комнатной температуре являются, например, влажная глина, густые смазочные масла, капифоль и битум, смешанные с маслом.

Если пластическая деформация в земной коре вызывается силой тяжести, то действующие напряжения определяются плотностью пород ρ , геометрическими размерами участвующего в деформации тела l и ускорением силы тяжести g . В этом случае условие подобия запишется так:

$$C_\eta = C_\rho C_l C_g C_t.$$

Поскольку ускорение силы тяжести одинаково как для природного объекта, так и для модели, множитель C_g равен единице и выпадает¹. Малое значение имеет также и множитель плотно-

¹ Есть возможность значительно (в тысячи раз) повысить этот параметр для модели, заменив с помощью центрифуги силу тяжести центробежной силой.

сти ρ , поскольку плотность пород и плотность моделирующего материала различаются обычно не более чем в два раза. Следовательно, по сравнению с предыдущим случаем в расчет вязкости эквивалентного материала кроме фактора времени должен быть принят еще и фактор геометрического размера S_1 . Из всего этого следует, что модель должна отличаться от природного объекта вязкостью, уменьшенной на несколько порядков. При этом, естественно, должны быть сохранены такие условия процесса, как начальные и краевые, и характер механического воздействия, т. е. сдавливание моделируется сдавливанием, гравитационное течение — гравитационным течением и т. п.

Эти условия подобия многократно применялись к моделированию таких структур, как дикировые купола или гравитационные шарьяжи, образование которых связано с действием силы тяжести. При этом эквивалентными материалами были различные маслоподобные продукты переработки нефти, каучук, замазка, канифоль, сахарный сироп и др.

Значительно сложнее условия подобия в тех случаях, когда необходимо учесть предел прочности пород и образование в них разрывов. Эти случаи мы не будем здесь рассматривать.

Для изучения распределения напряжений в деформируемой твердой среде среди других используется поляризационно-оптический метод. Для этого готовят модели из прозрачного оптически активного материала (главным образом различных смол). При отсутствии в таком материале касательных напряжений показатель преломления во всех направлениях одинаков. Если к такому материалу приложено касательное напряжение, в нем возникает двойное лучепреломление в связи с тем, что скорость распространения световых колебаний становится зависящей от направления распространения света и от плоскости поляризации света. Наблюдая и измеряя это двойное лучепреломление с помощью анализатора, можно воспроизвести картину распределения касательных напряжений в модели (Осокина, 1963).

Большое значение в развитии методов тектонического моделирования имели работы М. В. Гзовского (Гзовский, 1975; Белоусов, Гзовский, 1964).

Моделирование в связи со многими ограничениями не может считаться решающим методом изучения тектонических напряжений и деформаций. Оно не доказывает, как возникла та или иная тектоническая деформация. Оно лишь подсказывает, как она могла образоваться. Но моделирование является полезным дополнением к полевым наблюдениям и во многих случаях может направить мысль исследователя, подсказывая, какие условия тектонических деформаций более вероятны, а какие менее возможны. Примеры использования метода моделирования тектонических структур будут встречаться в тексте многократно.

Мы рассматриваем далее влияние различных факторов, связанных как со свойствами горных пород, так и со способами приложения к ним сил, на ход тектонических деформаций.

РАЗЛИЧИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Ячейками горных пород являются минеральные зерна. Различия упругих свойств наиболее распространенных минералов частично иллюстрируются табл. 1, где приведены сведения о сжимаемости некоторых минералов при нормальных температуре и давлении.

Таблица 1
Сжимаемость минералов $(V_0 - V)/V_0$ при 1 ГПа

Минерал	$(V_0 - V)/V_0$	Минерал	$(V_0 - V)/V_0$
Кальцит . . .	0,0130	Оливин . . .	0,0079
Гранат . . .	0,00538	Ортоклаз . . .	0,0171
Магнетит . . .	0,00564	Пирит . . .	0,00645
Слюда . . .	0,0092	Кварц . . .	0,02440

Поскольку горные породы, объединяемые одним петрографическим термином, могут иметь различный минеральный состав и отличаться друг от друга размером минералов и текстурой, не

Таблица 2
Модуль Юнга E и коэффициент Пуассона ν для главных типов горных пород при нормальной температуре и давлении 10^{-1} МПа (по Ф. Берчу)

Порода	E , ГПа	ν
Каменная соль	28—37	—
Известняк	17—80	0,16—0,32
Доломит	71—93	—
Мрамор	23—95	0,10—0,28
Песчаник	6—100	0,06—0,29
Глинистый сланец	12—44	0,04—0,12
Филлит	9—27	0,06
Сланец	40—113	0,01—0,20
Гнейс	3—70	0,03—0,15
Гранит	21—70	0,04—0,27
Андезит	40—54	0,16—0,18
Диорит	55—87	—
Базальт	48—111	0,22—0,38
Диабаз	72—116	0,10—0,28
Габбро	58—108	0,11—0,25
Эклогит	123—142	—
Анортозит	82	0,26
Пироксенит	113—156	0,16—0,24
Дунит	89—195	0,27—0,40

удивительно, что отдельные представители гранитов, базальтов, гнейсов, известняков и других типов пород различаются по свойствам между собой. В табл. 2 указаны широкие пределы значе-

Таблица 3

Вязкость η образцов горных пород при комнатной температуре, различных всесторонних давлениях p и максимальных касательных напряжениях $\tau_{\text{макс}}$ (по М. В. Гзовскому)

Порода	p , МПа	$\tau_{\text{макс}}$, МПа	η , Па·с
Гипс (сухой)	0,1	21	$2,4 \cdot 10^{18}$
Гипс в насыщенном водном растворе	0,1	15	$0,4 \cdot 10^{15}$
	0,1	12,5	$1,6 \cdot 10^{15}$
	0,1	10	$2,6 \cdot 10^{15}$
	0,1	9	$5,1 \cdot 10^{15}$
	0,1	8	$6,04 \cdot 10^{15}$
	0,1	7,5	$6,36 \cdot 10^{15}$
	0,1	6,2	$1,44 \cdot 10^{16}$
	0,1	5,1	$3,8 \cdot 10^{16}$
	100	15	$6,0 \cdot 10^{13}$
	100	12,5	$2,7 \cdot 10^{14}$
	100	10	$1,47 \cdot 10^{15}$
Каменная соль	0,1	3	$3,0 \cdot 10^{16}$
	0,1	1	$2,0 \cdot 10^{17}$
Известняк	0,1	70	$2,0 \cdot 10^{21}$
	1000	338	$2,2 \cdot 10^{13}$
	1000	275	$9,3 \cdot 10^{13}$
	1000	220	$3,1 \cdot 10^{14}$
Песчаник	0,1	8,6	$8,6 \cdot 10^{16}$
Глинистый сланец	0,1	8,5	$8,5 \cdot 10^{16}$
	0,1	6,8	$3,4 \cdot 10^{17}$
Гранит	0,1	14	10^{17}

ний модуля Юнга и коэффициент Пуассона для главнейших пород. Весьма изменчивы для пород разных типов значения вязкости и прочности (табл. 3 и 4).

Таблица 4

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

Порода	Прочность на отрыв, МПа	Прочность на скалывание, МПа		
		минимальная	максимальная	средняя статистическая
Каменная соль	1,5—5,0	9	—	—
Мрамор	5	12	130	50
Кварцит	8	13	160	100
Песчаник	2—6	20	75	—
Глинистый сланец	3—4	18	26	—
Гранит	3	60	180	75
Диабаз	5	65	230	90

Суммарная вязкость толщ горных пород в земной коре оценивается приближенно¹. По В. А. Магницкому, вязкость всей земной коры в целом равна 10^{19} — 10^{21} Па·с. М. В. Гзовский считал, что природные толщи горных пород могут быть разделены на четыре категории: I — наименее вязкие комплексы пород: глины, соли, гипсы, тонкослонистые песчано-глинистые толщи; их вязкость от $10^{17,5}$ до 10^{14} Па·с; II — тонкослонистые известняково-мергельные и песчано-глинистые толщи; их вязкость $10^{18,5}$ — 10^{15} Па·с; III — массивные песчаники, конгломераты, известняки, вулканогенные породы, а также ранее дислоцированные слабо-метаморфизованные песчано-глинистые толщи; вязкость для этой категории заключена в пределах 10^{20} — 10^{17} Па·с; IV — граниты, другие интрузивные породы, гнейсы, кристаллические сланцы; вязкость 10^{19} — 10^{18} Па·с.

Различие деформационных свойств отдельных видов минералов и горных пород существенно влияет на ход тектонических деформаций. Минералы с разными свойствами деформируются и разрушаются не одновременно, а последовательно — начиная с наименее вязких и наименее прочных и переходя ко все более вязким и прочным. При приложении сил менее вязкие минералы деформируются быстрее. Их сплющивание ведет к сближению более вязких зерен между собой. Когда они приходят в соприкосновение друг с другом, вязкость породы в целом возрастает, и при сохранении размера напряжений она деформируется медленнее. Изменение расположения зерен в процессе деформации также ведет к изменению свойств породы.

Если свита пород состоит из перемежаемости более или менее вязких слоев и подвергается сжатию параллельно им, то обычно она сминается в складки. Но пока более вязкие слои сохраняют свою целостность, они являются как бы скелетом всей толщи, и именно их вязкость определяет скорость деформации и форму образующихся складок. Когда же при соответствующей степени деформации вязкие слои разламываются, превращаясь в не связанные друг с другом обломки, плавающие в менее вязкой массе, то с этого времени деформация всей толщи подчиняется уже свойствам менее вязких слоев: при постоянных напряжениях она будет идти скорее и характер складок изменится.

Из этих примеров видно, что свойства больших массивов пород не являются результатом суммирования и усреднения свойств отдельных минералов и слоев. Дело обстоит значительно сложнее.

На деформационные свойства минералов и горных пород влияют следующие факторы:

температура;

всестороннее давление;

¹ Следует отметить, что под «вязкостью» горных пород понимается сложное свойство, которое представляет собой суммарную сопротивляемость данной породы скорости деформации. Термин «вязкость» употребляется применительно к горным породам в этом условном смысле.

касательные напряжения;
 скорость деформации;
 поровое давление воды.

Рассмотрим влияние каждого из этих факторов, а затем вы-
 ясим результаты их совместного действия в условиях земной
 коры.

Температура влияет как на вязкость, так и на прочность твер-
 дых тел. Повышение температуры ведет к понижению вязкости и,
 следовательно, к ускорению пластической деформации, если на-
 пряжения остаются неизменными. Повышение температуры вызы-
 вает понижение предела текучести и понижение предела прочно-
 сти на скалывание, тогда как повышение температуры мало ска-
 зывается на прочности на отрыв (рис. 77). В связи с последним
 обстоятельством при относительно повышенных температурах
 разрушение путем скалывания становится более вероятным, чем
 разрушение путем отрыва.

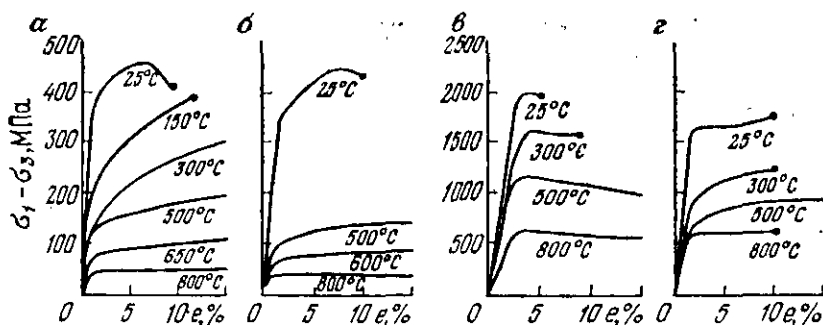


Рис. 77. Зависимость предела текучести от температуры:
 а и б — мрамор, растяжение; в — гранит, сжатие; г — пироксенит, сжа-
 тие; всестороннее давление 500 МПа (по У. Файфу и др.); е — дефор-
 мация

В табл. 5, 6, 7, 8 можно найти некоторые данные об измене-
 ниях модуля Юнга, вязкости, прочности горных пород и необхо-
 димого для определенной деформации дифференциального нап-
 ряжения в зависимости от температуры и давления. Как известно,
 температура в земной коре возрастает с глубиной. В разных рай-
 онах геотермический градиент различен: от 6 до 150°C/км. Наи-
 более часто наблюдается градиент 30°C/км. С глубиной он, в
 общем, должен убывать. Исходя из различных данных можно
 заключить, что на платформах в подошве земной коры темпера-
 тура не превышает 600°C. Но в зонах и в эпохи повышенной тек-
 тономагматической активности, как показывают данные об усло-
 виях метаморфизма пород, температура в коре сильно (на не-
 сколько сотен градусов) поднимается. В нижних слоях коры она
 может достигнуть 800°C, а внутри интрузий, находящихся в рас-
 плавленном состоянии, и непосредственно поблизости от них мо-
 жет подняться до 1200—1300°C.

Таблица 5

Изменение модуля Юнга E (ГПа) при изменении всестороннего давления p и температуры T (по Ф. Берчу). Абсолютные величины E указаны для 50 МПа и 25 и 250°C; в других клетках указано изменение E

Порода	$T, ^\circ\text{C}$	$p, \text{МПа}$	
		50	500
Известняк	25	63,3	+2,2
Мрамор		70,5	+5,7
Песчаник		45,7	+11,6
Гранит 1		79,2	+9,5
Гранит 2		80,4	+4,8
Гранит 3		75,2	+4,3
Известняк	200	-2,8	-1,0
Мрамор		-11,9	0,0
Песчаник		-5,3	+11,3
Гранит 1		-1,8	+7,6
Гранит 2		-5,3	+3,2
Гранит 3		-8,2	+2,9
Базальт	250	67,5	+3,3
Габбро 1		96,0	+3,8
Габбро 2		90,1	+5,2
Габбро 3		98,1	+7,3
Базальт	300	-3,8	+2,2
Габбро 1		-7,7	+2,3
Габбро 2		-12,0	0,0
Габбро 3		-10,3	+5,6

Всестороннее давление также оказывает влияние и на вязкость и на прочность пород. Возрастание всестороннего давления ведет к повышению вязкости, что при постоянных напряжениях замедляет пластическую деформацию. Чтобы сохранить ее прежнюю скорость, необходимо повысить напряжения. Вместе с тем повышение всестороннего давления значительно повышает прочность породы на скалывание. Поэтому, хотя деформация при неизменном напряжении идет медленнее, порода способна сильно деформироваться без разрушения, тогда как при малом всестороннем давлении та же порода легко разрушается. Например, известняк, который при нормальном всестороннем давлении легко разрушается, при всестороннем давлении 0,5 ГПа и при дифференциальном напряжении 0,6 ГПа течет как маловязкое вещество. Влияние всестороннего давления на свойства пород иллюстрируется табл. 5—7 и диаграммой на рис. 78.

Всестороннее давление в земной коре равно вертикальному давлению нагрузки вышележащих пород. Отклонения от этого

Таблица 6

Прочность на скалывание τ_s для некоторых минералов и главных типов горных пород при температурах T и всесторонних давлениях p , соотношение между которыми приблизительно соответствует нормальному геотермическому градиенту 30 град/км (1,2 град/МПа) (по Дж. Хендину)

Минерал, порода	T , °C	p , МПа	τ_s , МПа
Каменная соль	24	10	77
	105	106	120
Кальцит	24	0	14
	300	275	238
	800	507	28—40
Известняк	24	20	216
	150	134	380—439
	300	254	350
	400	304	184—242
	500	500	500—622
Доломит (минерал)	24	0	60—343
Доломит (порода)	24	49	441
	150	100	397
	300	200	443—522
	380	300	657
	500	500	829—922
Кварц	500	507	994
	24	0	2500
	600	507	1900—2500
Кварцит	24	0	359
Песчаник	24	28	200
	150	101	390—736
	300	202	204—912
	24	0	235
Аргиллит	24	69	432
	24	26	98
Глинистый сланец	110	70	49
	150	100	201
	300	200	192
	150	101	224—494
Сланец	500	505	531—610
	150	101	589—703
	500	505	432—1130
Гранит	24	0	167
	24	49	471
	150	101	329
	500	505	828
Диорит	150	101	613
	500	505	710
Базальт	24	0	262
	700	507	531
Диабаз	150	101	510
	500	505	546
	150	101	529
Габбро	500	505	817
	150	101	448—508
	500	107	1080—1212
Перидотит	150	101	
	500	107	

Таблица 7

Изменение вязкости η каменной соли при изменении температуры T и всестороннего давления p (по Дж. Хейдину)

Порода	$T, ^\circ\text{C}$	$p, \text{МПа}$	$\tau_{\text{макс}}, \text{МПа}$	$\eta, \text{Па}\cdot\text{с}$
Каменная соль природная	25	0	2,5	$3,5 \cdot 10^{15}$
	400	0	2,5	$1,3 \cdot 10^{14}$
Каменная соль искусственная	25	0	3,5	$4 \cdot 10^{14}$
	105	0	3,5	$3 \cdot 10^{13}$
	29	1,0	3,5	$4 \cdot 10^{14}$
	105	1,0	3,5	$9 \cdot 10^{13}$
	198	1,0	3,5	$2 \cdot 10^{13}$

Таблица 8

Дифференциальное напряжение¹ $\sigma_1 - \sigma_3$, необходимое для деформации в размере 5% (сжатие), МПа

T, °C	Всестороннее давление, МПа		
	0	100	500
Юльский мрамор			
24	хрупкое разрушение	270	390
150		180	220
300		120	210
500			110
800			40
Золенгофенский известняк			
24	хрупкое разрушение	420	630
150		390	560
300			
500		340	460

¹ Изменение дифференциального напряжения обратно изменению вязкости.

что в земной коре, хотя и медленно, могут развиваться очень большие пластические деформации без разрывов, а когда разрывы возникают, они преимущественно имеют характер скалывания, а не отрыва.

Различное изменение свойств разных пород при изменении условий приводит к тому, что соотношение свойств также меняется. Например, при относительно низких температурах вязкость из-

правила очень незначительны. Давление пород называется литостатическим давлением. Оно равно

$$P_z = \rho g z,$$

где ρ — плотность пород, z — глубина под поверхностью, g — ускорение силы тяжести. Если $\rho = 2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, то на 1 км углубления внутрь коры давление повышается на 25 МПа (т. е. на 250 кг/см^2).

Плотность пород коры с глубиной, в общем, повышается, и средняя плотность коры принимается равной $2,8 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Это значит, что при толщине континентальной коры 40 км в ее основании давление достигает $11\,000 \text{ кг/см}^2$ (или приблизительно 1 ГПа).

Совместное действие повышенных температур и всестороннего давления ведет к тому,

вестняка выше вязкости глинистых сланцев, а при более высоких температурах соотношение вязкостей меняется на обратное.

Касательные напряжения при их концентрации ведут к понижению вязкости горных пород. Например, при повышении скалывающих напряжений в 1,5 раза вязкость известняка при всестороннем давлении 1000 МПа уменьшается на порядок (см. табл. 3).

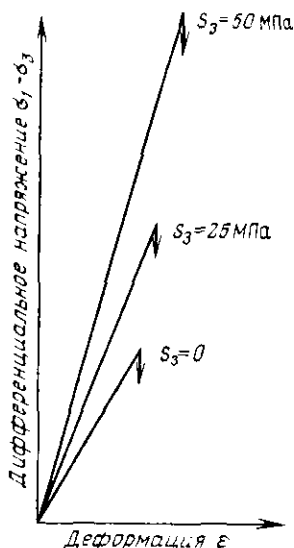


Рис. 78. Рост прочности на скалывание с ростом всестороннего давления:

S_3 — всестороннее давление; стрелки соответствуют точке разрушения и указывают на отношение между прочностью и размером деформации

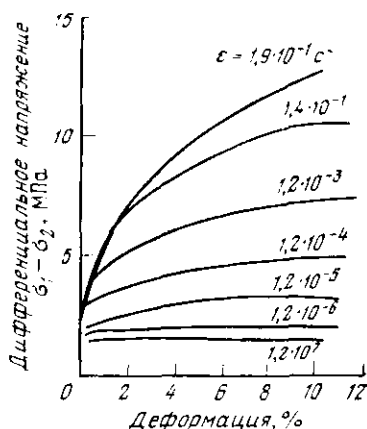


Рис. 79. Зависимость предела текучести золенгофенского известняка от скорости деформации при 400°C (по У. Файфу и др.).

Скорость указана в долях изменения размера образца в секунду

Эта роль концентрации скалывающих напряжений иллюстрируется широко распространенными складками с заостренными замками. Если при изгибании слоев в складки напряжения концентрируются в замках, то это ведет к понижению вязкости в области последних, что в свою очередь вызывает образование все более острого изгиба. Последний в конце концов превращается в излом. Так образуются складки с плоскими крыльями и острыми изломами в замках.

Скорость деформации влияет на механические свойства тел, и прежде всего на предел текучести. Повышение скорости ведет к повышению предела текучести. Последний может стать выше предела прочности. В этом случае по мере того как повышаются и скорость деформации, и предел текучести, последний может сравниться с пределом прочности на отрыв или скалывание, и тогда пластическая деформация вообще не происходит, а возникает хрупкое разрушение. Для достижения пластической деформацией значительного размера необходимо деформировать горную породу так медленно, чтобы накапливающиеся в породе напряжения успевали релаксировать, т. е. чтобы не было превышено определенное отношение между скоростью накопления напряжений и скоростью релаксации. Быстрое накопление напряжений в земной коре в тектонически активных областях приводит к землетрясению. А медленно накапливающиеся напряжения на платформах успевают релаксировать до того, как они становятся достаточными для разрыва и землетрясения.

Роль скорости в пластической деформации ярко выражается в явлении ползучести, при которой твердые тела (в том числе и горные породы) пластически деформируются при напряжениях, меньших условно-мгновенного предела пластичности. Деформация при этом идет медленно, и предел пластичности оказывается сильно пониженным. Чем меньше напряжения, тем ниже предел пластичности и тем медленнее деформация (рис. 79). Возникает вопрос: может ли предел текучести быть как угодно низок? Вопрос этот имеет лишь сугубо теоретическое значение: при снижении напряжений деформация в конце концов может стать настолько медленной, что потеряет всякий интерес для геолога, поскольку даже для самой малой тектонической деформации потребуются миллиарды лет. Поэтому можно говорить о некотором «пределе ползучести» и считать, что, когда напряжения спускаются ниже него, деформация становится бесконечно медленной. Однако определить такой «предел ползучести» для горных пород, залегающих в земной коре, не просто. По некоторым условным данным, скорость деформации в земной коре имеет порядок в среднем $1 \cdot 10^{-7}$ в год (т. е. блоки земной коры меняют свои линейные размеры, удлиняясь в одних направлениях и укорачиваясь в других на $1 \cdot 10^{-7}$ своего исходного размера в год). Такая скорость выражается, например, в том, что участок земной коры длиной 100 км укорачивается или удлиняется за год на 1 см. Исходя из этой скорости и из приблизительных значений вязкости горных пород, можно заключить, что тектонические дифференциальные напряжения колеблются от 0,03 до 3,0 МПа. Меньшую из этих цифр можно считать наиболее высоким значением предела ползучести. Но он может быть и меньше.

Поровое давление воды оказывает двоякое действие на горные породы: физико-химическое и механическое. Физико-химическое воздействие выражается, например, в растворении породы,

особенно в местах концентрации напряжений. С растворением связано образование таких мелких структурных форм, как стилолиты. Если порода подвергается дифференциальному давлению, то вода растворяет вещество минералов на тех поверхностях, которые максимально сдавлены, и отлагает это вещество в зонах максимального растяжения или минимального сжатия. Такое направленное переотложение растворенного вещества ведет к изменению формы зерен: они становятся уплощенными по направлению сдавливания и увеличивают свои размеры по направлению растяжения. Это один из механизмов образования ориентированной плоской и линейной текстур.

Механическое воздействие поровой воды противоречиво и двойственно. С одной стороны, поровая вода служит смазкой, облегчающей скольжение между зернами, что ведет к понижению эффективной вязкости горной породы, к снижению ее сопротивляемости деформационным силам. Порода приобретает большую текучесть. Хорошо известны плывуны — пески, насыщенные водой и превратившиеся в текучую массу. Эксперименты с гипсом и серпентинитом показали, что, когда при нагревании (гипса до 100° , серпентинита до $500\text{--}600^\circ$) происходит дегидратация и конституционная вода выделяется в поры, предел текучести этих пород значительно снижается. Например, для серпентинита при всестороннем давлении 350 МПа, температуре 25°C предел текучести равен 550 МПа касательных напряжений. При нагревании до 500° он опускается до 350 МПа, а при 600° падает до 150 МПа. Если вода из пор уходит наружу и порода становится сухой, ее вязкость и предел текучести снова возрастают.

С другой стороны, поровое давление снимает с твердого скелета породы часть всестороннего давления. Эффективное давление между твердыми зернами оказывается равным разности между литостатическим давлением и давлением поровой воды:

$$P_{\text{эфф}} = P_{\text{скелет}} - P_{\text{пор. вода}}.$$

Если поровое давление достаточно велико, то оно ведет к понижению не только вязкости и предела текучести, но и предела прочности пород. Последнее обстоятельство может привести к состоянию, когда при повышении напряжений горная порода не деформируется пластически, а раскалывается. С этим связана и наведенная сейсмичность, проявляющаяся в связи со строительством искусственных водохранилищ. При постройке последних вода проникает в трещины и поры окружающих пород, предел прочности которых при этом снижается, и под влиянием неравномерно распределенной нагрузки происходят смещения внутри массива. Изменение вязкости и предела прочности с давлением таково, что на большей глубине под поверхностью поровая вода в большей мере способствует развитию пластических деформаций, тогда как ближе к поверхности присутствие воды ведет к замене пластической деформации разрывами.

Обычно, если поры соединены в единую промываемую водой систему, в них устанавливается давление, равное весу вышележащего столба воды, т. е. гидростатическое давление. Поскольку плотность воды меньше плотности породы, нормальное гидростатическое давление в 2,5—3 раза меньше литостатического. Однако встречаются случаи аномально высокого внутрипорового давления воды, которое может приближаться к литостатическому, достигая 0,9 последнего. Такие аномально высокие давления создаются, например, если некоторый объем пористой породы, запечатанный в водонепроницаемую и недеформируемую оболочку, находившийся первоначально на большей глубине, в результате процессов эрозии оказывается приближенным к поверхности. Сохраняя давление воды, приобретенное на большей глубине, он оказывается с ненормально высоким для меньшей глубины поровым давлением. Аномально высокое давление может привести к выбросу воды на поверхность. Если поровой жидкостью является не вода, а нефть, могут последовать выбросы нефти и газа. При движении к поверхности вода, нефть и газы могут деформировать вышележащие породы и, следовательно, способствовать возникновению некоторых структурных форм. Например, аномально высокие давления воды и газов участвуют в качестве существенного дополнительного фактора в образовании складок нагнетания диапирового характера в глинистых отложениях, приводя к понижению плотности пород. Примерами могут служить глинистые диапиры Керченского, Таманского, Апшеронского полуостровов в Крымско-Кавказской области.

Происхождение воды, заполняющей поры, может быть различным. Вода может проникнуть с поверхности и затем быть «запечатанной» в пористых породах под водонепроницаемой глинистой крышкой. Но это может быть вода, ранее входившая в кристаллическую решетку минералов (т. е. конституционная вода), которая выделилась при нагревании породы. Дегидратация водных минералов представляет собой обычный процесс при метаморфизме пород. Например, вещество, состоящее из мусковита и кварца, при метаморфических реакциях переходит при температуре 600°C и всестороннем давлении 250 МПа в калиевый полевой шпат и силлиманит с выделением воды. При этом общий объем твердой и жидкой фаз увеличивается на 14% и соответственно уменьшается плотность.

Этот процесс увеличения объема и уменьшения плотности пород в ходе метаморфизма играет существенную роль в формировании структур земной коры (см. ниже в этой главе). Однако состояние это имеет временный характер: после того как вода выйдет из данного объема пород, плотность последних снова возрастает.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Только пластическая деформация малого размера, происходящая в изотропном и однородном теле и развивающаяся в течение короткого времени, бывает однородной, т. е. такой, когда все ча-

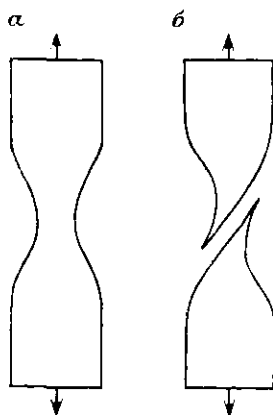


Рис. 80. Пластическое растяжение стержня:
а — образование шейки,
б — трещина вязкого скалывания

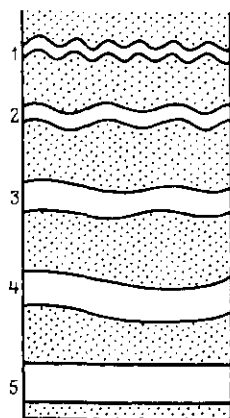


Рис. 81. Дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость при одинаковом продольном сокращении.

сти тела деформируются практически одинаково. Если пластическая деформация превышает некоторую величину и тем более происходит в теле значительных размеров, в ее развитии обычно проявляется неоднородность: одни участки тела деформируются быстрее, другие отстают.

При пластическом растяжении такая неустойчивость деформации ведет к образованию «шейки». Растягиваемый пластичный стержень (рис. 80) деформируется равномерно только в начале, пока деформация еще очень невелика. По мере того как деформация возрастает, она концентрируется в некоторой зоне стержня, и последняя становится все более узкой (рис. 80, а). В зоне концентрации сечение

Вязкость уменьшается от слоя 1 к слою 5; первоначальная мощность каждого нумерованного слоя была одинаковой и равнялась теперешней мощности слоя 1; в слое 1 произошел только изгиб, в слое 5, вязкость которого равна вязкости вмещающей среды, произошло только продольное сплющивание; роль последнего нарастает от слоя 1 к слою 5. Слои находятся в среде с низкой вязкостью

стержня сокращается, что при сохранении величины нагрузки ведет к соответствующему повышению напряжений. Одновременно вязкость в зоне узкого сечения падает, и это вместе с нарастанием напряжений приводит к лавинообразному ускорению процесса деформации. Последняя заканчивается разрывом, когда концентрация напряжений достигает предела прочности (рис. 80, б). Шейки образуются и в слоях горных пород, подвергаемых растяжению (см. с. 138).

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при сжатии. Особенно ярко это наблюдается при сжатии тонких пластин в направлении их плоскости (продольное сжатие). Пластинки деформируются однородно лишь в самом начале деформации, а затем теряют устойчивость и изгибаются. В геологической обстановке именно так образуются складки продольного изгиба, т. е. изгибы слоев горных пород, образовавшиеся под влиянием сжатия, направленного параллельно слоям. Складки продольного изгиба возникают тогда, когда изгиб требует меньшей затраты работы, чем равномерное сокращение слоя в одном направлении и утолщение его в другом без изгиба. Для каждой породы и каждого данного условия (температуры, всестороннего давления, величины напряжений) существует некоторая критическая толщина слоя. Когда слой оказывается толще, он деформируется без изгиба; когда слой тоньше критической толщины, он сминается в складки.

При переходе от одной породы к другой с иной вязкостью меняется и критическая толщина слоев. Чем ниже вязкость породы, тем толще слои, которые могут при продольном сжатии деформироваться без изгиба. Повышение вязкости ведет к изгибанию в складки все более тонких слоев.

Но и в тех случаях, когда продольное сжатие вызывает изгиб слоя, наряду с изгибом обычно развивается и однородная деформация слоя (мы можем назвать ее продольным сплющиванием). Следовательно, сокращение горизонтальной проекции слоя при его продольном сжатии осуществляется комбинированным действием двух одновременно развивающихся процессов: изгиба и равномерного продольного сплющивания. Эксперименты и наблюдения в природе показывают, что относительная роль этих двух процессов в разных случаях различна. Сокращение горизонтальной проекции слоя в результате только продольного сплющивания или только изгибания в складки представляет крайние случаи. Первый может проявиться в очень толстых слоях пород с низкой вязкостью, второй в чистом виде проявляется в тонких слоях наиболее твердых пород.

Взаимоотношение между изгибом и равномерным продольным сплющиванием зависит также и от различия между вязкостью данного слоя и вязкостью той среды, в которую он погружен. Если слой с большей вязкостью находится внутри неслойистой среды с меньшей вязкостью, то, чем больше контраст между вязкостями слоя и среды, тем в большей мере при продольном сжа-

тии слоя преобладает механизм изгиба. Если в одну и ту же среду с относительно низкой вязкостью погружены слои с большей, но разной вязкостью, то в силу только что отмеченной закономерности при одном и том же горизонтальном сокращении слои окажутся смятыми в складки разного размера, т. е. складчатость будет дисгармоничной (рис. 81). Двойственность механизма продольного сокращения слоистых толщ должна учитываться при объяснении складок.

При продольном изгибе пачки слоев происходит скольжение слоев друг по другу. Каждый слой скользит относительно ниже лежащего к своду антиклинали, а относительно вышележащего — к замку синклинали. Только на осях антиклиналей и синклиналей взаимного проскальзывания слоев не происходит. Скольжение слоев друг по другу, обусловленное механическими разделами между ними, необходимо, чтобы мощная толща слоев была смята в складки. Если бы возможность скольжения отсутствовала, в земной коре не было бы складок: под влиянием тектонического горизонтального сжатия породы коры после некоторого продольного равномерного расплющивания разрушились бы путем образования в них разломов.

Известны попытки теоретически определить размер складок (длину волны) в зависимости от свойств слоя и прилагаемой силы продольного сжатия. Решение такой задачи в общем виде, т. е. для мощной пачки, состоящей из многих слоев с разными свойствами, встречает большие математические трудности. Поэтому задача эта ставилась для предельно упрощенных условий. Преимущественно рассматривалось изгибание одного слоя, находящегося в среде, оказывающей малое сопротивление его деформации. Имелось в виду только самое начало деформации, когда амплитуда складок еще очень мала, а форму их можно считать синусоидальной.

В части таких расчетов принималось, что деформируемый слой является упругим. Он приравнивался к балке или к пластинке, и решалась плоская задача, т. е. рассматривалась деформация в плоскости, параллельной действию силы сжатия. Классические работы в этой области принадлежат М. Смолуховскому, С. Гольдштейну, М. Бю. Если считать слой упругой пластиной толщиной h , помещенной в маловязкую среду, то при продольном сжатии он образует изгибы с длиной волны

$$W = \pi h \sqrt{\frac{E}{(1 - \nu^2) F}},$$

где W — длина волны, включающая два соседних изгиба: выпуклый и вогнутый (т. е. складка в геологическом понимании равна $W/2$); E — модуль Юнга; ν — коэффициент Пуассона; F — сила сжатия.

Мы видим, что в этом случае размер складок зависит не только от свойств деформируемого материала, но и от приложенной

силы. Однако, поскольку при медленных тектонических деформациях большую роль, чем упругость, играет вязкость пород, значительный интерес представляет серия работ, посвященная деформации вязкого слоя, помещенного в вязкую же среду, но с меньшей вязкостью. Основные работы этого направления были выполнены Г. Рамбергом (1985) и М. Бюо.

При продольном сжатии вязкого слоя в последнем одновременно образуются волны разной длины. Но волна одной определенной длины растет быстрее других. Размер такой «доминантной» волны определяется как

$$W_d = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{\mu_1}{6\mu_2}},$$

где μ_1 — вязкость слоя; μ_2 — вязкость вмещающей среды; h — толщина слоя.

Это уравнение справедливо лишь для начала процесса. Оно перестает действовать, когда вязкости слоя и вмещающей среды близки, т. е. отношение W_d/h мало (меньше 5). Мы уже видели, что в этих условиях изгиб слоя в значительной степени заменяется его продольным сплющиванием без изгиба. На этот процесс указанное уравнение не рассчитано.

Таким образом, в предполагаемых простых условиях длина складок в вязком слое от размера приложенной силы не зависит. Длина складок растет прямо пропорционально толщине слоя и пропорционально корню кубическому из отношения между вязкостями слоя и вмещающей среды.

Если в деформации участвует пачка слоев, то все зависит от того, насколько свободно происходит скольжение слоев относительно друг друга. Если трение между слоями чрезвычайно велико, то это равносильно тому, что пачка деформируется как единый слой, толщина которого равна толщине всей пачки. Если между слоями обеспечена идеальная смазка, причем деформируется пачка разных по толщине и вязкости слоев, находящаяся в вязкой вмещающей среде, то «доминантная» волна будет иметь длину

$$W_d = 2\pi h \left(\frac{n\mu_1}{6\mu_2} \right)^{1/3},$$

где n — число слоев, т. е. nh — общая мощность пачки.

Следовательно, размер складок, образуемых пачкой слоев, скользящих друг по другу без трения, возрастает по сравнению с размером складок в единичном слое в $n^{1/3}$ раз. Очевидно, что реальные случаи должны находиться между двумя крайними величинами, равными n в случае отсутствия скольжения и $n^{1/3}$ при ничтожном трении.

Теоретическое рассмотрение процесса изгибания вязких слоев в складки показало, что вначале складки должны расти медлен-

но, а затем наступает стадия значительно более быстрого их роста (взрывное складкообразование).

В некоторых работах рассматривалось влияние силы тяжести на изгибание вязкого слоя. Например, если вязкий слой лежит на вязком же тяжелом фундаменте, то «доминантная» волна равна

$$W_d = \pi h \sqrt{\frac{2F}{\rho_1 g h}},$$

где F — сила сжатия; ρ_1 — плотность фундамента; h — мощность слоя. Это уравнение дает размер волны, всецело зависимый от силы тяжести. Расчет показывает, что в зависимости от величины действующей силы F отношение W_d/h меняется приблизительно от 12 до 17. В этом случае на длину складок также влияет не только сила тяжести, но и вязкость, в связи с чем расчеты принимают более сложный характер.

Деформации слонистых толщ горных пород в природе происходят в более сложной обстановке, чем предполагают эти расчеты, и определяются сочетанием большого числа разнообразных факторов. Среди них — и изменение свойств пород в процессе деформации. Например, ясно, что в ходе деформации меняется вязкость пород. Если она оставалась бы постоянной на всех стадиях деформации, слон в процессе изгибания в каждый момент имели бы одну и ту же кривизну на большей части поперечного профиля складки, а это означает, что повсеместно должны были бы встречаться веерообразные складки, которые как раз характеризуются сохранением одной и той же кривизны в пределах почти всей ширины выпуклого или вогнутого изгиба. То, что они встречаются много реже, чем складки с прямыми крыльями и острыми замками, т. е. с резкими изменениями кривизны в пределах одной складки, показывает, что деформации распределяются неравномерно, концентрируясь преимущественно в замках складок.

Можно думать, что развитие вычислительной техники расширяет возможности теоретического исследования складчатых структур. Но не следует забывать, что физическое моделирование является в некоторой мере аналогом вычислительной машины, позволяющей значительно варьировать и усложнять условия и получать обобщенный результат их совместного влияния.

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при простом сдвиге. После того как деформация достигнет заметной



Рис. 82. Развитие деформации при сдвиге:
а — начало деформации; б — концентрация деформации; в — вязкий разрыв

величины, она начинает концентрироваться в некоторой зоне, и последняя становится все уже (рис. 82). Процесс концентрации и ускорения деформации заканчивается вязким разрывом, как и при образовании шейки.

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОГО СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ТОЛЩ

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

В связи с тем что большинство горных пород зернисты, деформации в них могут происходить путем либо *межзернового*, либо *внутризернового скольжения*. Межзерновое скольжение характерно для обломочных пород без цемента или с рыхлым цементом. В этих случаях при деформации породы зерна ее практически не деформируются, а лишь перемещаются и вращаются относительно друг друга.

Поскольку пластические деформации обуславливаются касательными напряжениями, перемещения зерен происходят по направлениям, возможно более близким к плоскостям максимальных касательных напряжений. По двум сопряженным направлениям, зависящим от угла скалывания, частицы тела скользят так, что одни из них вталкиваются глубже в тело, а другие расталкиваются в стороны. Суммарный результат таких перемещений выражается в соответствующем изменении формы тела. Пластическое растяжение проволоки, например, осуществляется путем относительного скольжения очень тонких пластинок по плоскостям, наклоненным к оси растяжения (рис. 83). На поверхности про-



Рис. 83. Схема смещений при пластическом растяжении проволоки

локи границы пластинок видны в виде штрихов (линии Чернова—Людерса). Более сложный пример изображен на рис. 84. В этом случае смещения происходили по обоим сопряженным направлениям, в результате чего частицы, первоначально собранные в квадрат в центре тела, после деформации образовали неправильную фигуру, растянутую горизонтально.

Но в реальных породах поверхности, по которым перемещаются зерна при деформациях, под влиянием неоднородностей отклоняются от угла скалывания. В случае грубозернистых пород отклонения могут быть значительными. Зерна катятся друг по другу. Плоские зерна поворачиваются, стремясь занять наиболее

устойчивое положение, которое достигается, когда длинная сторона зерна оказывается параллельной поверхности перемещения.

При внутризерновом скольжении деформация захватывает

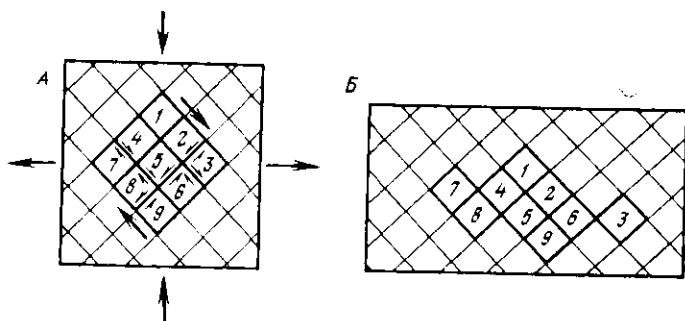


Рис. 84. Поверхности скольжения в теле при пластической деформации.

Фигура А превратилась в фигуру Б. Показано относительное перемещение девяти выделенных квадратных элементов

кристаллическую решетку. Деформация кристаллов происходит разными способами. Один из них — катаклиз. Крупные кристаллы дробятся на все более мелкие обломки, которые затем перераспределяются путем перемещения относительно друг друга.

Другой способ деформации кристаллов — дислокации. При дислокациях внутри кристаллической решетки образуются дефекты в результате диффузионной миграции некоторых атомов, покидающих свои места под влиянием механического воздействия. Эти дефекты в виде «вакантных мест» в кристаллической решетке перемещаются, охватывают целый слой атомов, и в результате кристалл деформируется (рис. 85, а). Более простым процес-

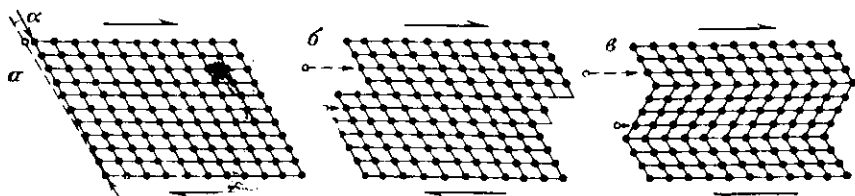


Рис. 85. Деформации кристаллической решетки:

а — упругая; б — пластическая путем скольжения; в — пластическая путем двойникования

сом является трансляция, которая состоит в смещении целых слоев атомов относительно друг друга (рис. 85, б). Если такое смещение происходит симметрично в двух прилегающих участках кристалла, возникает двойникование (рис. 85, в). При внутризерновой деформации большую роль играет перенос вещества жидкостями. Уже упоминалось явление растворения вещества на границах кристалла, находящихся под сдвиганием, и отложение его

на гранях, находящихся в условиях растяжения или меньшего сдвигания. В результате всех этих внутризерновых процессов кристаллическое зерно укорачивается в направлении оси сжатия, и размеры его увеличиваются вдоль оси растяжения или меньшего сжатия. Подробно механизм деформации кристаллов рассматривается в физике твердого тела.

Самое важное заключается в том, что как бы внутризерновая деформация ни происходила, зерна испытывают деформацию того же плана, что и вся порода в целом: они уменьшают свои размеры в направлении наибольших сжимающих напряжений и увеличиваются в размерах в направлении наименьшего сжатия. Таким образом, длинные оси минералов в этом случае ориентируются не параллельно плоскостям, определяемым углом скалывания, а перпендикулярно оси максимального сжатия.

Межзерновое скольжение преобладает в относительно более рыхлых породах, внутризерновое скольжение — в относительно более плотных. Кроме того, межзерновое скольжение более свойственно поверхностным областям земной коры, где литостатическое давление низко, тогда как внутризерновое скольжение присоединяется к межзерновому в более глубоких областях, где литостатическое давление велико. Внутризерновое скольжение типично для метаморфических толщ, подвергавшихся деформации в обстановке высоких давлений и температур.

Своеобразным результатом влияния неоднородности строения горных пород на уровне минеральных зерен является кливаж, морфологическая характеристика которого была дана выше (см. гл. 3). О его происхождении речь будет идти в гл. 8.

Повсеместно в развитии тектонических деформаций прояв-



Рис. 86. Кусковая деформация: изогнутые в складку слои аплита среди графитовых сланцев (по Б. Зандеру)

ляются неравномерности более крупного масштаба, чем зернистость. Они выражаются в «кусковом» (или «глыбовом») характере деформаций. Деформируемая порода оказывается разделенной на куски самого разного размера, от мелких до крупнейших глыб, которые внутри себя почти не деформируются, а вся деформация оказывается сосредоточенной на границах между кусками. Куски только несколько поворачиваются. На рис. 86 изображена складка, общий изгиб слоев в пределах которой вызван не столько пластической деформацией изгиба, сколько относительным смещением кусков, на которые распадаются слои. Края кусков сильно перетерты и раздроблены; мелкоиздробленным материалом заполнены и промежутки между кусками; это свидетельствует о том, что именно здесь концентрировалась деформация.

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

Повторим, что чрезвычайно важной особенностью осадочных, а также метаморфических и некоторых магматических пород является их слоистость. Мы уже отмечали значение слоистости в образовании складок продольного изгиба. Иллюстрируем это значение примером моделирования.

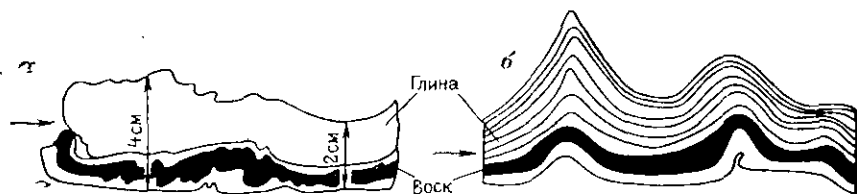


Рис. 87. Роль слоистости в образовании складок:
а — деформация монолитного слоя глины; б — деформация слоистой пачки глины

На рис. 87 изображены результаты горизонтального сжатия двух образцов глины. В обоих случаях глина одна и та же. Различие заключается в том, что в первом случае (рис. 87, а) глина была монолитной, неслоистой, а во втором (рис. 87, б) — она была до деформации разделена на горизонтальные слои, между которыми возможно скольжение. Мы видим, что в первом случае

деформация состояла в расплющивании образца действием горизонтального сжатия. Толщина образца соответственно увеличилась. Никаких складок не образовалось, а неправильность деформации вызвана влиянием неоднородностей материала и трением глины о стенки ящика, в котором производился эксперимент. Во втором случае слои глины изогнулись в хорошо выраженные складки.

РАСПРЕДЕЛЕННОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ СИЛ

В геологической обстановке силы действуют на породы распределенно, т. е. распределяются по той или иной площади по поверхности некоторого объема породы. Существенное значение имеют величина этой площади и ее ориентировка по отношению к слоям. Например, если представить себе изолированный слой горной породы, как бы висящий в воздухе, и вообразить, что он подвергается растяжению двумя противоположно направленными силами, приложенными к его торцам, то очевидно, что появление одной-единственной шейки с концентрацией в ней деформации снимает напряжения в других частях слоя; а после появления единственного разрыва напряжения полностью исчезнут.

Если силы растяжения распределены на большой площади по поверхности слоя (представить себе это состояние можно, вообразив, что слой лежит на резиновом листе, который растягивается), то появление шейки или разрыва снимает напряжения лишь в своей непосредственной близости, тогда как во всех других частях слоя напряжения сохраняются. Это приведет к возникновению не одной, а многих шеек и разрывов, повторяющихся на площади растяжения.

Выше уже упоминалось о разлинзовании и будинаже слоев. Здесь мы подробно рассмотрим механизм этого процесса.

Если пачка из трех слоев (более вязкий между двумя менее вязкими) подвергается раздавливанию силами, направленными нормально к слоям, и материал последних имеет возможность растекаться в противоположных направлениях (рис. 88), то бла-

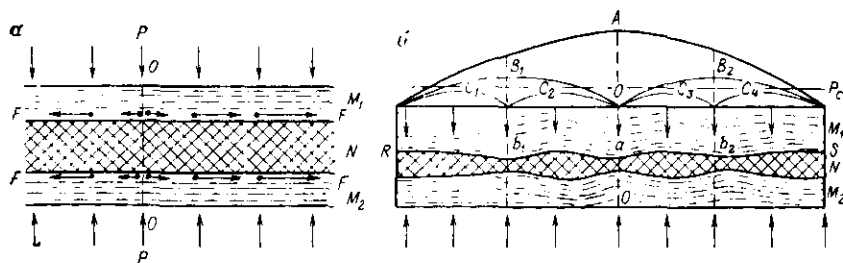


Рис. 88. Растяжение вязкого слоя между двумя менее вязкими при раздавливании силами, направленными нормально к слоям. Объяснение в тексте

годаря меньшей вязкости верхний и нижний слои деформируются в большей степени, чем заключенный между ними более вязкий слой. Материал менее вязких слоев проскальзывает по поверхности более вязкого слоя, и поэтому на границах между слоями возникают силы трения, которые стремятся растянуть слой большей вязкости. Силы растяжения распределены по всей площади растягиваемого слоя: каждый участок последнего растягивается независимо от других участков.

Графически на рис. 88, а распределенное по площади слоя растяжение условно показано меняющимся с удалением от линии $O-O$ по своей длине стрелками F , изображающими течение материала менее вязких слоев M_1 и M_2 относительно более вязкого слоя N .

Если растяжение привело к образованию первой шейки в более вязком слое, то, поскольку растяжение распределено по всей поверхности вязкого слоя, возникающая шейка не будет препятствовать образованию и других шеек в том же слое. При этом расстояния между отдельными шейками не будут случайными: они будут определяться соотношением величин растягивающих сил на поверхности слоя и предела его текучести. Для начала образования шейки необходимо, чтобы напряжения, действующие на данном сечении слоя, достигли предела текучести.

Как видно из рис. 88, а, с удалением от средней линии величина перемещения менее вязкого материала относительно более вязкого слоя возрастает. Это означает, что чем длиннее отрезок слоя в направлении действия растягивающих сил, тем большему растяжению он подвергается. Поэтому при данных свойствах и мощности слоя должна существовать такая критическая длина отрезка последнего, при которой силы растяжения окажутся достаточными для образования шейки. Размером этого отрезка и определяется расстояние между соседними шейками. Описанный механизм схематически изображен на рис. 88, б. В пределах изображенного участка возникает растягивающее напряжение A , которое превышает предел текучести σ_s слоя N ; поэтому образуется шейка a ; после этого растяжение продолжается на отрезках Ra и aS , в пределах которых растягивающие суммарные напряжения B_1 и B_2 все еще больше предела текучести σ_s , в связи с чем образуются шейки b_1 и b_2 ; теперь растяжение сохраняется на участках Rb_1 , b_1a , ab_2 и b_2S ; напряжения в пределах этих участков C_1 , C_2 , C_3 и C_4 меньше предела пластичности, и новые шейки не образуются.

Когда возрастающая деформация, концентрирующаяся во все более узкой полосе в пределах каждой шейки, приведет к разрыву, линзы разделятся и цельный слой превратится в серию отдельных кусков. Если деформация продолжится, такие куски будут раздвигаться друг от друга все дальше и дальше. А в промежутки между ними проникнет материал соседних более пластичных пород. Возникнет будинаж.

Форма концов будин определяется характером разделивших их

разрывов. Если разрывы являются результатом вязкого скалывания, последовавшего за предельным сужением шейки, то края будин будут оттянуты, будины будут иметь форму линз, длинные оси которых несколько повернуты относительно плоскости слоя. Если растяжение шейки завершилось отрывом, будины имеют тупое окончание. В зависимости от того, на какой стадии разлинзования произошел отрыв, углы будин могут быть толще или тоньше. Нередко в зоне растяжения около концов будин, где создается пониженное давление, образуются скопления минерального материала, извлеченного из окружающих пород. Такие скопления чаще всего сложены кальцитом, аплитом, кварцем, пегматитом.

Встречаются случаи (в хрупких породах), когда будинаж наступает практически без предыдущей стадии разлинзования. Тогда твердый слой разделяется на куски, в форме которых нет признаков пластической деформации. Могут быть случаи неполного будинажа, когда в слое образуются трещины растяжения, но не сквозные, и деления на будины не происходит. К этой категории принадлежат «лестничные жилы» — жилы тех или иных пород, пронизанные трещинами отрыва, в которых скапливается рудный материал. Такие жилы образуются в результате растяжения (рис. 89).



Рис. 89. Лестничные жилы: кварц-полевошпатовое выполнение трещин в амфиболитах беломорского комплекса архея. Беломорье (фото Т. М. Гептнер)

Распределенное растяжение может создаваться на своде поднимающегося купола. В этом случае каждый нижележащий слой изгибает вышележащий, подвергая его растяжению по всей его площади, что может привести к разлинзованию и растрескиванию слоев.

Такое же распределенное приложение сил может создаваться и при деформации простого сдвига, когда последний охватывает

значительный участок пород. В этом случае сдвиг может сопровождаться многократно и ритмично повторяющимися трещинами отрыва, расположенными нормально к главной оси растягивающих напряжений, т. е. под углом 45° к основной паре сил и кулисно по отношению друг к другу.

НЕОДНОРОДНОСТЬ БОЛЬШИХ ДЕФОРМАЦИЙ. ОДНОВРЕМЕННОЕ РАЗВИТИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И РАЗРЫВОВ

В связи с неоднородностью состава и строения горных пород в больших объемах, а также в связи с неравномерным распределением тектонических сил развитие деформации в пределах того или иного объема горных пород почти всегда неравномерное. В разных местах этого объема деформации могут принадлежать к разным стадиям постепенно развивающегося единого процесса. Это хорошо видно на примерах сочетания разрывов с пластическими деформациями. Общим правилом является то, что крупный разрыв зарождается в виде серии малых трещин, которые затем разрастаются, объединяются и превращаются во все больший разрыв. Одновременно растет и амплитуда перемещения по разрывам, всегда оказываясь большей на более старом участке разрыва и постепенно сходя на нет по направлению к молодому концу (или концам) разрыва.

Постепенный рост характерен как для разрывов скалывания, так и для разрывов отрыва. При этом происходит концентрация процесса разрушения на все меньшем числе разрывов с одновременным увеличением амплитуды смещения. Так, при образовании разрывов скалывания сначала в некоторой зоне возникают рои мелких трещин с очень малыми смещениями по каждой из них. В дальнейшем некоторые из трещин объединяются в более крупные разрывы с большими амплитудами смещения, тогда как другие начальные трещины перестают развиваться. В конце концов в данной зоне образуется единый разрыв с амплитудой смещения, которая суммировала смещения по бывшим малым разрывам. Такой процесс постепенной концентрации разрушения особенно характерен для вязких разрывов скалывания, образующихся вслед за пластической деформацией и представляющих собой результат концентрации пластического течения на все меньшем числе поверхностей.

Так как разрастание начальных разрывов и концентрация процесса разрушения начинаются в некоторых участках и оттуда распространяются в стороны, то обычно сосредоточенный разрыв с большой амплитудой смещения бывает окаймлен зоной, в которой он расщепляется на все большее количество все меньших разрывов со все меньшей амплитудой смещений, пока, наконец, раз-

рывы полностью не затухают, и мы оказываемся в зоне связной пластической деформации. Такая зона рассеивания разрыва отвечает первой стадии процесса разрушения, имеющего еще рассредоточенный характер, тогда как область, где наблюдается единый разрыв, отвечает более поздней стадии концентрации разрушения. Такие соотношения между рассеянной частью разрывной структуры и сосредоточенной обычны, хотя дальше мы увидим, что в некоторых случаях могут существовать и обратные соотношения, когда образование концентрированного разрыва предшествует образованию рассеянных мелких разрывов.

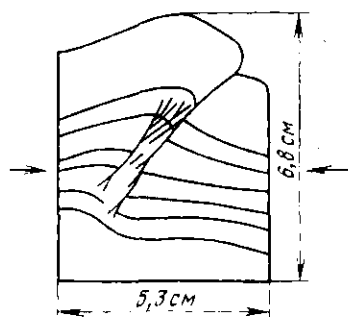


Рис. 90. Модель разрыва скальвания в слоистом петролатуме. Стрелки — направление сжатия

На рис. 90 изображен результат моделирования разрыва скальвания путем сжатия слоистого петролатума. На модели хорошо видны участки сосредоточенных разрывов и рассеянного разрушения.

В связи с таким постепенным разрастанием разрыва часто наблюдается переход по простиранию сброса во флексуру. При этом сосредоточенный сброс с большой амплитудой при прослеживании его как по простиранию, так и по падению постепенно расщепляется на все большее число сбросов с меньшей амплитудой. Уменьшается и суммарная амплитуда всех сбросов. И наконец, мы при-

ходим к типичной пластической деформации в виде флексуры. На самом деле развитие во времени идет в обратном направлении: сначала образуется флексура, потом она нарушается рядом малых разрывов, которые постепенно объединяются во все более крупные и, наконец, в один сброс с большой амплитудой.

Особый интерес представляют случаи, когда разрывы появляются и развиваются *внутри* массива, в целом продолжающего испытывать пластическую деформацию. В такой обстановке, например, пологие тектонические разрывы могут оказаться смяты в складки (рис. 91). Если разрыв растет одновременно с продолжающейся в окружающей среде пластической деформацией, отдельные участки разрыва вовлекаются в деформацию последовательно, по мере роста разрыва, и деформируются в разной степени. Так возникают S-образные кулисные трещины в зоне развивающейся сдвиговой пластической деформации с вращением (рис. 92). Первоначально в зоне сдвига возникают короткие трещины отрыва, ориентированные нормально к оси максимального растяжения, т. е. под углом приблизительно 45° к направлению сдвига (рис. 92, а, II). Поскольку деформация продолжается, образовавшаяся трещина поворачивается. Но если она продолжает при этом расти в длину, то вновь образующиеся ее участки рас-

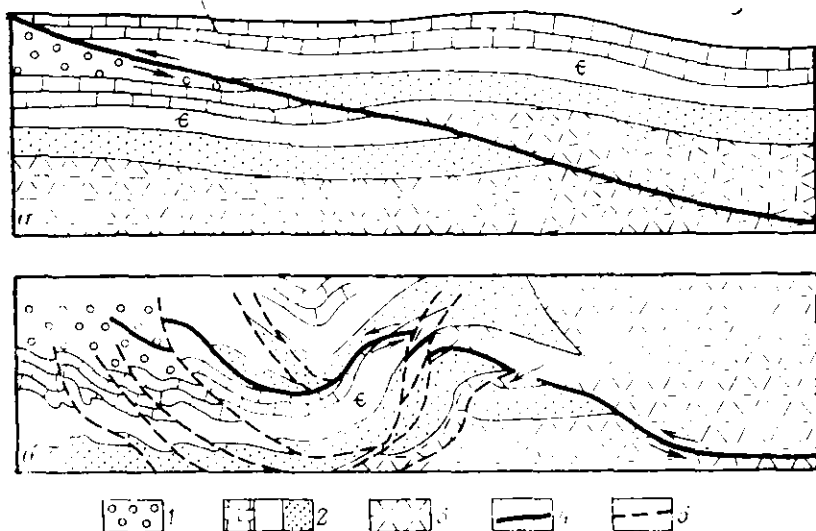


Рис. 91. Смятый в складки и разорванный последующими разрывами надвиг. Аппалачские горы, штат Теннесси, США (по А. Кису): а — сразу после образования надвига; б — после дальнейших деформаций; 1 — ордовик; 2 — различные свиты кембрия; 3 — докембрийские граниты; 4 — надвиг; 5 — более поздние разрывы

полагаются по-прежнему нормально к оси максимального растяжения, которая своего положения не изменила. В результате более ранние участки трещины оказываются повернутыми больше, более поздние — меньше, а самые молодые, которые пластическая деформация еще не успела захватить, сохраняют первичное положение, определяемое ориентировкой осей напряжений (рис. 92, а, III и 92, б).

Интересен следующий эксперимент. Параллелепипед из влажной глины прямоугольного сечения был подвергнут плоскому сдавливанию по одной оси. Материал имел возможность удлиняться в направлении, перпендикулярном к оси сжатия (рис. 93). На некоторой, довольно ранней стадии деформации в глине образовались трещины скалывания под углом, близким к 30° относительно оси сжатия. В процессе дальнейшей деформации эти трещины поворачивались и угол, образуемый ими с осью сжатия, возрастал. Одновременно по трещинам продолжались смещения, определяемые тангенциальными напряжениями. Затем наступил момент, когда движения по трещинам прекратились и возникли новые трещины скалывания под углом 30° к оси сжатия. Отдельные трещины скалывания этой второй генерации упирались в трещины скалывания первой генерации и разрезали пластины между последними на ромбы (в плоском срезе). Продолжение сжатия вело к повороту трещин и первой и второй генераций до тех пор, пока не возникли трещины скалывания третьей генерации, снова

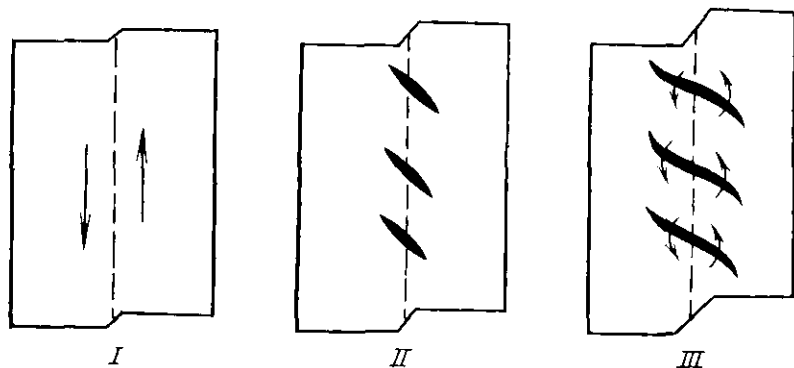
α 

Рис. 92. Возникновение S-образных трещин отрыва в зоне развивающейся сдвиговой деформации:
 а — схема по модели (по М. В. Гзовскому); I—II—III — стадии (I — исходный сдвиг; II — начальные кулисные трещины отрыва; III — разрастание тех же трещин при повороте их более ранних участков); б — S-образные кулисные трещины отрыва в песчанике (верховья р. Зеравшана)

под углом 35° к оси сжатия, разделившие первые ромбы на ромбы более мелкие.

Механизм этого процесса следующий. Образовавшиеся трещины скалывания поворачиваются в процессе дальнейшей пласти-

ческой деформации. Скалывающие напряжения, параллельные им, уменьшаются, а трение на трещинах растет в связи с возрастанием угла между трещиной и осью сжатия. Наступает момент, когда дальнейшее движение по трещине становится более затруд-

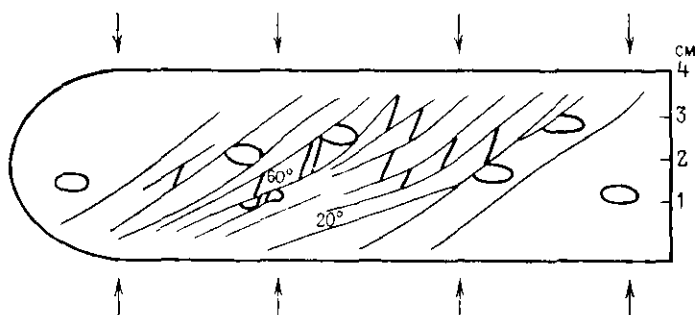


Рис. 93. Поворот трещины скалывания первой генерации (тонкие линии) и образование трещины скалывания второй генерации (толстые линии). Овалы - деформированные круги, указывающие на размер сжатия. Модель из глины (по Т. М. Гентнер)

нительным, чем образование новой трещины скалывания, которая и возникает под первоначальным углом 30° к оси сжатия, соответствующим углу скалывания для данного материала. В конкретной серии опытов критическим углом для поворачивающейся трещины скалывания был угол 70° с осью сжатия. Когда угол достигал указанной величины, скольжение по трещине прекращалось, и образовывалась новая трещина под углом 30° .

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

Так как углы скалывания для разных материалов колеблются от 20 до 40° (приближаясь к 45° в наиболее мягких средах), то в свете этого эксперимента, если мы наблюдаем трещины скалывания, образующие с осью сжатия угол больше 45° , это может быть истолковано только как результат последующей пластической деформации, в процессе которой трещины повернулись. Тот же эксперимент показывает, что, наблюдая разные системы трещин скалывания, направленные под разными углами, необязательно предполагать образование каждой при особом расположении осей сжатия и растяжения. Они могут возникать при сохранении главных осей напряжений в процессе одной деформации, следом друг за другом. Поворот трещин скалывания, конечно, затрудняет решение вопроса, какая биссектриса между разрывами скалывания

является осью сжатия и какая — осью растяжения. Чтобы решить этот вопрос, необходимо наблюдать направление смещений по разрывам (см. об этом в гл. 7).

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМАЦИИ

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

Особенно ярко это явление выражено в связи с наличием в породе трещин. Каждая трещина в твердом теле, находящемся под напряжениями, ведет к перераспределению последних: в одних местах они ослабевают, в других — усиливаются. Если до появления трещины напряженное поле было однородным, то теперь оно становится неоднородным. На рис. 94 показано, как меняется поле напряжений около трещины, направленной под углом

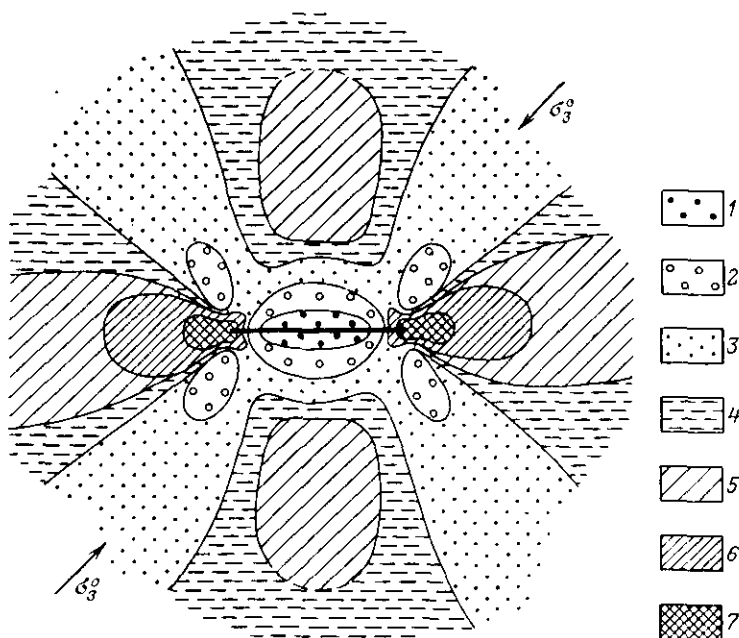


Рис. 94. Изменение поля напряжений в результате образования трещины под углом 45° к главной оси сжимающих напряжений (по Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой). Напряжения возрастают от знака 1 к знаку 7

45° к оси сжатия σ_3 . Распределение напряжений различной интенсивности определялось оптическим методом. Исходя из полученного распределения напряжений строились их траектории. Из рисунка видно, что около средней части трещины напряжения в значительной степени снижаются, а у концов ее сильно возрастают. В небольшой степени они возрастают и против средней части трещины, но на некотором расстоянии от нее. Концентрация напряжений у концов трещины способствует росту трещины, ее удлинению. При этом, чтобы возникающая трещина распространялась в длину, достаточно создать в данном массиве напряжения, значительно меньшие тех, которые были необходимы для первоначального образования трещины.

Более сложный пример перераспределения напряжений в связи с трещинами показан на рис. 95.

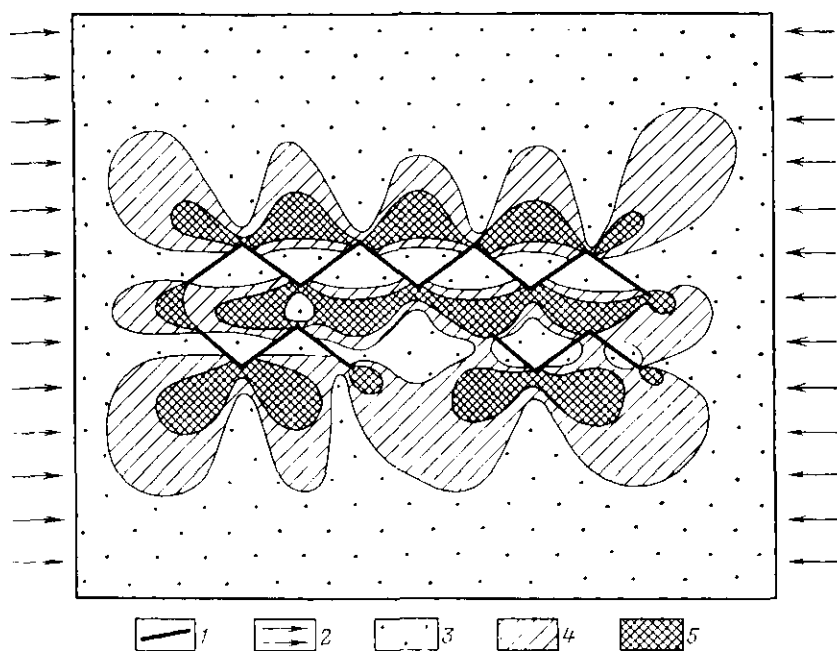


Рис. 95. Распределение напряжений, искаженных зигзагообразными разрывами, вытянутыми параллельно направлению наибольшего сжатия (по М. В. Гзовскому):

1 — разрывы, существовавшие до приложения сил; 2 — направление наибольшего сжатия; 3 — малые касательные напряжения; 4 — средние касательные напряжения; 5 — большие касательные напряжения

На рис. 96 изображена трещина, смещения по которой имеют сдвиговый характер (правый сдвиг). Изображен только один конец трещины. На рис. 96, а изолиниями показана концентрация касательных напряжений у конца такой трещины, а на рис. 96, б — траектории максимальных касательных напряжений. Последние

разделены на правые и левые в зависимости от того, какой сдвиг они вызывают — правый или левый. Если напряжения исходного сдвига выше прочности породы на скалывание и они привели к разрыву со сдвиговым смещением, то, как и в предыдущем слу-

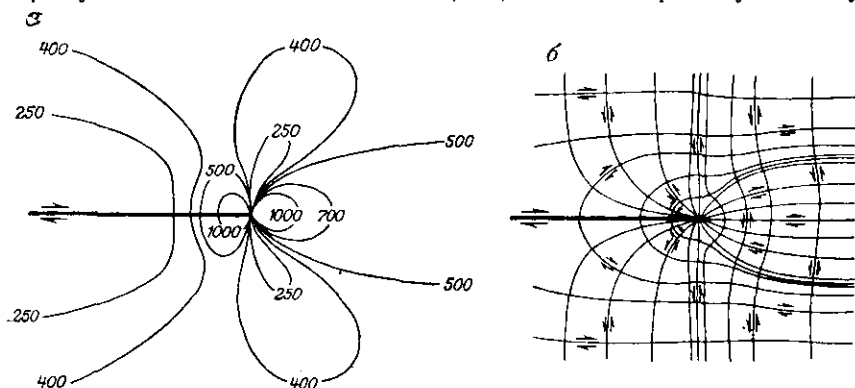


Рис. 96. Изолинии интенсивности (а) и траектории (б) максимальных касательных напряжений у конца трещины, по которой произошло сдвиговое смещение, указанное стрелками

чае, создаются условия для легкого распространения этого разрыва. Но распределение касательных напряжений у конца разрыва таково, что при распространении последнего произойдет разделение единого разрыва на несколько разрывов, расходящихся в виде метелки. Это случай, обратный тому, который был описан выше (с. 142). В обоих случаях на концах основного разрыва наблюдается все мелкие разрывы, образующих структуру типа «конского хвоста».

Разрывные смещения, происходящие в земной коре, сопровождаются трением между крыльями разрыва. Это трение является источником напряжений, которые по отношению к исходным напряжениям, вызвавшим образование основного смещения, могут быть названы вторичными. Они могут породить вторичные же разрывные смещения и т. д.

В связи с искажением первичного поля напряжений при возникновении разрыва сплошности пород сам разрыв, явившийся причиной этого искажения, подчиняется новому полю. Это может вызвать, в частности, дугообразное изгибание разрыва при его дальнейшем росте.

Наблюдения показывают, что в природе многие тектонические разрывы, вызванные сжатием или растяжением, дугообразно изогнуты и на площади и в вертикальном разрезе. А при значительной общей длине они распадаются на ряд дуг, примыкающих друг к другу или частично заходящих друг за друга (рис. 97).

М. В. Гзовский объяснил изгибание разрывов тем, что после зарождения разрыва происходит такое искривление траекторий нормальных и касательных напряжений, при котором дальнейшее

разрастание разрыва принимает другое направление, описывая в конце концов дугу. На рис. 98 изображен пример этого. Некоторый участок коры находится под растягивающими напряжениями, траектории которых первоначально направлены прямолинейно в соответствии с ориентировкой растяжения (рис. 98, а). После того как образовалась трещина отрыва (рис. 98, б), те же траектории около его концов искривляются, в связи с чем при своем дальнейшем росте искривляется и трещина, оставаясь нормальной к траекториям растягивающих напряжений. Эти новые

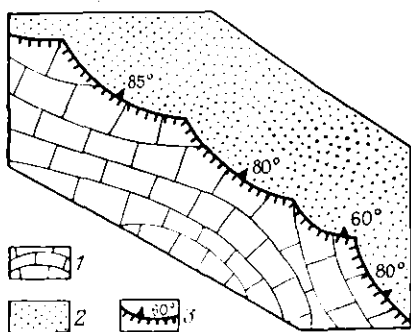


Рис. 97. Волнистость тектонического разрыва. Аксуранский взброс, Казахстан (по М. В. Гзовскому): 1 — известняк; 2 — песчаники; 3 — взброс (штрихи — в сторону опущенного крыла, цифры — угол падения сместителя)

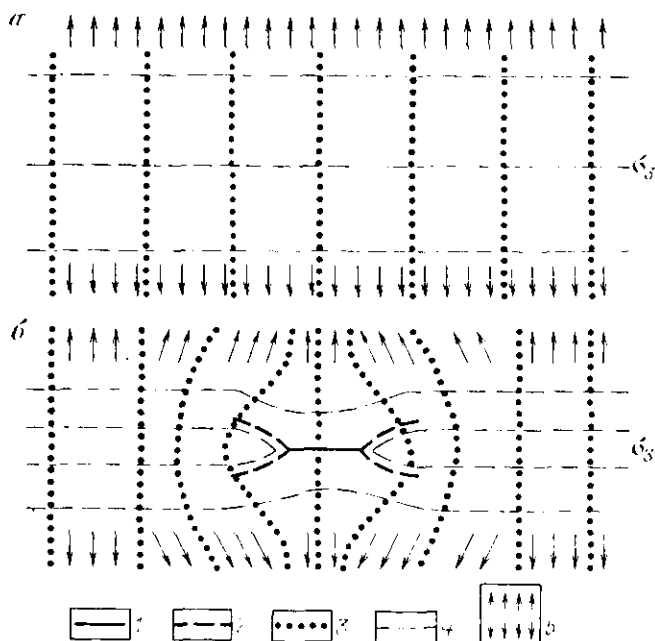


Рис. 98. Теоретическая схема искажения поля напряжений около разрыва (по М. В. Гзовскому, с изменениями): а — исходное состояние; б — состояние после образования разрыва; 1 — разрыв; 2 — направления дальнейшего разрастания разрыва; 3 — траектории максимальных нормальных растягивающих напряжений; 4 — траектории максимальных нормальных сжимающих напряжений; 5 — силы общего растяжения

направления показаны голстым пунктиром. Очевидно, что имеются разные возможности: трещина может образовать дугу, направленную в ту или другую сторону, или принять S-образную форму. Какой вариант будет иметь место—зависит от неоднородностей среды и деформации. При образовании нормальных сбросов, например, разрывы изгибаются так, что вогнутая сторона их направлена в сторону опущенного крыла. Такое изгибание происходит не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной, в связи с чем образуются сместители в форме совка (листрические сбросы). Такую же форму принимают поверхности оползания пород на крутых склонах. При надвигании дуги разрывов вогнутой стороной обращены, наоборот, к поднятому крылу. Эта закономерность в отдельных случаях может быть использована для определения направления смещения по разрыву.

Изогнутая форма разрывов всегда свидетельствуют об их постепенном разрастании: их средняя часть более древняя, чем изогнутые концы.

Перераспределение напряжений происходит на своде брахиантуклинали в процессе ее роста под влиянием приложенных снизу вертикально направленных сил. При изгибании вверх слои растягиваются и в них возникают трещины. Поскольку изгиб в поперечном к оси складки направлении сильнее, чем в продольном, сначала образуются продольные по отношению к складке трещины. Но тогда снимаются поперечные растягивающие напряжения. Теперь ведущими становятся продольные растягивающие напряжения, параллельные оси складки. На этой стадии образуются поперечные трещины. На модели брахиантуклинали из глины (рис. 99) хорошо видно, что поперечные трещины секут трещины продольные.

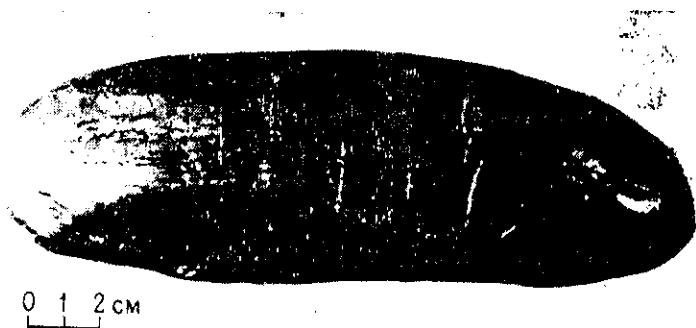


Рис. 99. Модель брахиантуклинальной складки (по М. В. Гзовскому)

Перераспределение напряжений происходит и в связи с нормальными сбросами. Представим себе два блока горных пород, разделенных нормальным сбросом (рис. 100). Благодаря тому

что скольжение по сместителю под влиянием силы тяжести встречает меньшее сопротивление, чем перемещение в цельной породе, давление в основании блока, принадлежащего висячему крылу, на нижележащие породы больше, чем давление в основании блока, находящегося в лежащем крыле (на участке OP). Если эти блоки подстилаются пластичным материалом, то в процессе достижения равновесия блок висячего крыла опустится, выжав из-под себя некоторый объем материала. Последний поступит под блок лежачего крыла, который соответственно приподнимается.

При двух нормальных сбросах, наклоненных навстречу друг другу, такое же перераспределение напряжений приведет к образованию грабена между двумя горстами (см. рис. 100).

Особенно сложное неоднородное напряженное состояние возникает в массиве, который, находясь в состоянии общего сжатия, растяжения или сдвига, окажется разбитым большим числом тесно расположенных и различно ориентированных разрывов. Впрочем, любые неоднородности в строении и свойствах сказываются на распределении напряжений.

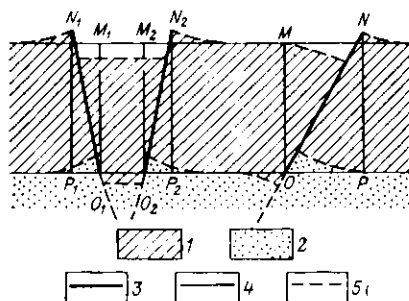


Рис. 100. Схема образования сбросов в результате нарушения гравитационного равновесия после образования разломов:

1 — слой, разделенный сбросами на блоки; 2 — пластичный слой; 3 — сброс; 4 — кровля и подошва слоя до образования сбросов; 5 — кровля и подошва слоя после смещения по сбросам. Объяснение в тексте

ВЛИЯНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Все тектонические деформации происходят в поле силы тяжести. Непосредственное влияние последней на характер деформации зависит от соотношения силы тяжести с механическими свойствами пород, от объема и формы массива. Если породы одинаковы по своим свойствам, то влияние силы тяжести в большей мере сказывается на породах, образующих более высокие в вертикальном направлении тела. Они деформируются («ползут») под влиянием собственного веса. Тела малой высоты значительно меньше зависят от силы тяжести. В определенных условиях играет роль и просто объем породы.

На характере деформаций сказывается нагрузка вышележащих пород. Если некоторая толща слоев находится под влиянием силы, направленной горизонтально, и смещается ею по подстилающим породам, то сила тяжести вызывает трение между этими толщами. Сила трения растет с ростом площади, на который происходит смещение (в плоской задаче — с ростом расстояния от

источника силы). Поэтому если протяженность верхней толщи достаточно велика, то она не будет смещаться целиком, а начнет выгибаться вверх, поскольку такая деформация встречает сначала относительно малое сопротивление. Первый выгиб образуется, естественно, вблизи источника горизонтальной силы. Здесь будет образовываться узкая высокая складка. Однако чем выше она становится, тем больше ее росту будет препятствовать сила тяжести, и в конце концов рост первой складки остановится, и рядом с ней, на большем удалении от места приложения горизонтальной силы, возникнет новая складка и т. д. Таким образом, сила тяжести способствует в этих условиях тому, что складчатость постепенно распространяется на все более широкой площади.

То же самое можно повторить и относительно разрывов, связанных с горизонтальным сжатием. Вместо складок или совместов с ними могут образовываться надвиги, являющиеся следствием скалывания. Распространяясь все дальше от источника силы, они приведут к возникновению серии параллельных надвигов, т. е. к чешуйчатой структуре.

Под влиянием силы тяжести большие объемы пород могут медленно сползать по склону, образуя специфические структурные формы (тектонические покровы, сопутствующие им меланжи и т. п.). Об этих структурах более подробно будет говориться в гл. 8. Вопрос заключается в том, каков должен быть уклон, чтобы мощные толщи слонетых пород могли медленно, на основе механизма ползучести, сползать вниз. Первые расчеты приводили к обескураживающим результатам: если исходить из величины сухого трения в плотных породах, то угол получается слишком большим — до 30° . Эта цифра явно противоречит фактам, так как во многих случаях гравитационный механизм перемещения тектонических покровов не подлежит сомнению, и в то же время очевидно, что уклоны были очень малыми. Решение вопроса, по-видимому, заключается в том, что величина и внешнего и внутреннего трения в породах снижается почти до нуля в том случае, если последние насыщены водой и ее внутриспоровое давление приближается к литостатическому. Вода в этом случае не только играет роль смазки. Она принимает на себя значительную часть литостатической нагрузки и соответственно снимает давление с твердого скелета породы. Такие обводненные слои будут скользить друг по другу, при очень малых напряжениях, т. е. при ничтожных уклонах. Когда споровое давление приближается к литостатическому (становится равным 0.9 последнего), угол уклона, по которому породы будут скользить, не превышает 1° .

Сила тяжести вызывает движение материала в земной коре не только сверху вниз (стекание тектонического покрова под уклон), но и снизу вверх. Последнее происходит там, где в земной коре образовалась «инверсия плотностей», т. е. где породы с большей плотностью оказались лежащими поверх пород менее плотных. В этих условиях под влиянием объемной силы тяжести более

плотные породы стремятся тонуть, выжимая из-под себя и заставляя отодвигаться в стороны и двигаться вверх более легкие породы.

Инверсия плотностей может иметь разное происхождение. Она может возникнуть седиментационным путем, когда более тяжелый осадок ложится поверх более легкого. Так возникает инверсия плотностей в областях развития каменной соли (плотность $2,2 \cdot 10^3$ кг/м³), перекрытой уплотненными песчаниками, глинами, известняками (средняя плотность на глубине 1 км $2,5 \cdot 10^3$ кг/м³). Эта инверсия плотностей ведет к образованию диапировых складок с соляными ядрами.

Она может быть следствием тектонических деформаций: например, более тяжелые породы могут быть надвинуты на более легкие по пологому разрыву, и тогда нижележащие породы будут выжиматься из-под верхних пород, используя трещины в теле последних.

Подъем магмы среди других пород происходит потому, что расплавленная магма легче вмещающей среды. Это инверсия плотностей магматического происхождения. Среди распространенных пород магматического происхождения наименьшей плотностью обладает гранит. Зоны гранитизации особенно благоприятны для возникновения инверсии плотностей. Поэтому широко распространены гранитные и гранито-гнейсовые купола диапирового происхождения.

Большое значение в развитии структуры земной коры имеет инверсия плотностей метаморфического происхождения. Выше говорилось, что на начальных стадиях метаморфизма, когда порода подвергается нагреванию, из минералов выделяются вода и газы и средняя плотность породы, состоящей из твердых, жидких и газообразных частиц, при этом уменьшается, а объем увеличивается. Если в результате этого плотность метаморфизируемой породы становится меньше плотности покрывающих пород, то возникает инверсия плотности. Под влиянием инверсии метаморфизируемый массив может всплывать внутри покрывающих пород, а последние — опускаться на его место.

По мере того как поровая вода из метаморфизируемого массива уходит, плотность пород этого массива возрастает, процесс всплывания замедляется и, наконец, прекращается, и даже может смениться обратным процессом погружения.

В целом инверсия плотностей вызывает на разных уровнях в земной коре перемещения материала, имеющие характер конвекции, снизу вверх и сверху вниз, а также в стороны. Поскольку эта конвекция всегда конечная, т. е. легкий материал, поднявшись, остается наверху, а тяжелый, опустившись, остается внизу, такая разновидность конвекции называется адвекцией. Последняя играет чрезвычайно большую роль в структурной жизни земной коры.

Явление конвекции (или адвекции) изучалось и изучается и теоретически и экспериментально. Исследователей больше всего интересует тепловая конвекция, происходящая в жидкости (или

газе) при подогревании нижнего слоя. Этот процесс представляет интерес для понимания механизма циркуляции воздушных и водных масс. Но он может служить моделью и для гравитационной адвекции в земной коре, если учесть, что по теории подобия деформации пород земной коры могут моделироваться деформациями вязких жидкостей. Система, состоящая из менее плотной жид-

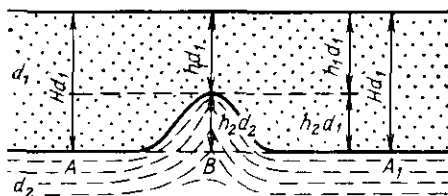


Рис. 101. Схема механизма нагнетания менее плотного материала в более плотный при инверсии плотностей:

d_1 и d_2 — плотности верхнего и нижнего слоев; H — мощность верхнего слоя в ненарушенной части; h_1 — мощность того же слоя над зоной внедрения материала нижнего слоя; h_2 — высота внедрившейся в верхний слой части нижнего слоя. Если

$d_1 > d_2$, то $h_1 d_1 + h_2 d_2 < h_1 d_1 + h_2 d_1$.

Поэтому из точек A и A_1 материал нижнего слоя устремляется к точке B и внедряется в верхний слой

кости вниз и более плотной вверх, неустойчива. Достаточно малейшей неровности на границе между двумя жидкостями, чтобы вся система пришла в движение. Там, где на этой границе образуется выпуклость, давление жидкости в нижнем слое, вызванное весом столба вышележащей жидкости, оказывается меньше, чем на смежных участках на том же горизонтальном уровне. Жидкость начинает двигаться в сторону пониженного давления (рис. 101). При этом амплитуда выпуклости растет, что еще больше увеличивает разность давлений. Рост выпуклости становится лавинообразным.

Неустойчивость, возникающая между слоями с обратным расположением плотностей, называется неустойчивостью Рэлея — Тейлора. Для того чтобы конвекция или адвекция осуществилась, необходимо соблюдение некоторых условий, известных под наименованием критерия устойчивости. Для тепловой конвекции бесконечного горизонтального слоя, когда разность плотностей достигается нагревом жидкости снизу, этот критерий устойчивости, называемый числом Рэлея, равен

$$R = \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{g h^3}{\nu \chi},$$

где первый множитель представляет относительную разность плотностей в кровле и подошве подогреваемого слоя. Эта разность зависит от разности температур и коэффициента объемного теплового расширения жидкости. Второй множитель включает ускорение силы тяжести g , мощность слоя h , кинематическую вязкость ν (т. е. отношение вязкости к плотности) и коэффициент температуропроводности χ .

Мы не будем анализировать физическую природу числа Рэлея. Для наших целей достаточно отметить, что оно растет пропорционально относительной разности плотностей, пропорционально

третьей степени толщины слоя и обратно пропорционально вязкости. Рост числа Рэлея означает, что условия становятся все более благоприятными для конвекции. Но для того чтобы конвекция началась, число должно достичь некоторой критической величины. В зависимости от условий на границах конвектирующего слоя эта критическая величина колеблется в широких пределах. Подчеркнем, что конвекции, кроме разности плотностей, сильно способствует толщина конвектирующего материала. Тут можно провести аналогию с условиями всплывания изолированных сферических объемов менее плотной жидкости внутри более плотной: по известной формуле Стокса скорость всплывания пропорциональна квадрату радиуса шара, разности плотностей и обратно пропорциональна вязкости вмещающей жидкости:

$$v = \frac{2r^2 g (\rho_1 - \rho_0)}{9\mu}.$$

Экспериментальное воспроизведение конвекции показывает, что если инверсия плотностей охватывает площадь, значительно превышающую толщину конвектирующего слоя, то в последнем образуется некоторое число центров всплывания, — «ячеек Бенара». Эти ячейки обычно имеют шестигранную форму, причем внутри каждой ячейки всплывание относительно легкой подогретой жидкости наблюдается в зависимости от соотношения вязкости либо в центре ячейки, либо по ее периферии, а опускание остывшей более плотной жидкости происходит соответственно либо по периферии ячейки, либо в ее центре.

Однако оказывается, что не всегда ячейки конвекции имеют шестигранную форму. Существуют условия, когда ячейки принимают форму не шестигранных призм, а удлиненных валов, расположенных параллельно друг другу. Экспериментально установлено, что при значении числа Рэлея приблизительно 10^3 образуются валы, а при большем значении — купола и вертикальные призмы. Установлено также, что размеры валов и ячеек и расстояния между ними зависят от толщины слоя. В зависимости от граничных условий на верхней и нижней границах слоя расстояния между осями валов или центрами ячеек колеблются от двух- до четырехкратной толщины слоя.

Все эти результаты изучения характера движения вещества при тепловой конвекции вполне могут быть использованы и в структурной геологии для объяснения адвекции, происходящей в земной коре в обстановке залегания более плотных пород поверх менее плотных, т. е. для объяснения адвекции чисто гравитационного происхождения. Например, для объяснения некоторых особенностей развития диапировых куполов в областях, где менее плотная соль залегает под более плотной покрывкой других осадочных пород. В качественном отношении здесь действуют те же факторы, что и при конвекции, т. е. образуются ячейки Бенара, и размер их зависит от толщины активного слоя.

Гравитационная адвекция различными авторами неоднократно воспроизводилась на моделях. Наиболее обычна модель, когда нижний, питающий слой образован маловязким битумом низкой плотности, а верхний — тяжелым прозрачным сахарным сиропом. Стадии этого эксперимента показаны на рис. 102. Видно, как

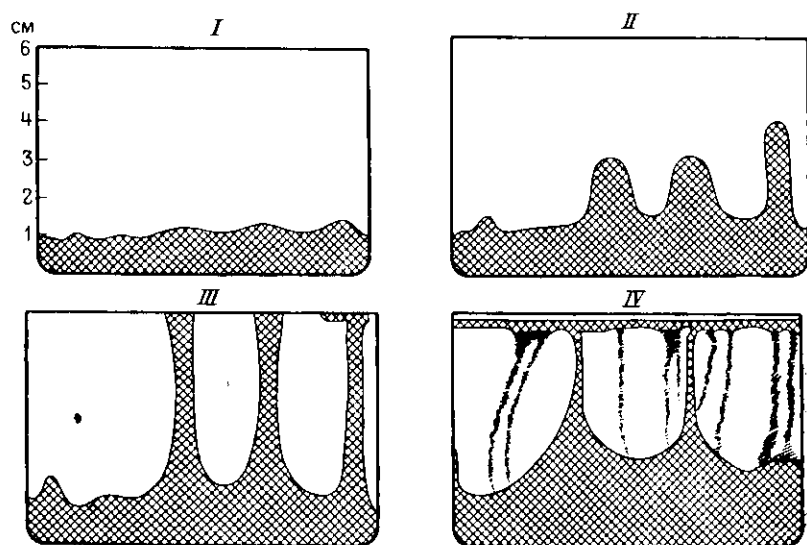


Рис. 102. Стадии перемещения двух вязких жидкостей при инверсии плотностей (по А. М. Сычевой-Михайловой). Заштрихованное — 55%-ный битум (плотность 970 кг/м^3); белое — патока (плотность 1420 кг/м^3). I–IV — стадии перемещения

из небольших неровностей на поверхности битума растут выпуклости, которые превращаются в столбы битума, поднимающиеся внутри сиропа, аналогичные ядрам протыкания диапировых куполов.

Большой интерес представляют модели, образуемые с помощью центрифуги, когда сила тяжести моделируется центробежной силой. Последняя может в тысячи раз превышать силу тяжести. Это позволяет использовать для моделей материалы высокой вязкости (например, замазку). Полученные в таких материалах структуры можно разрезать для изучения их внутреннего строения, а также сохранять неопределенно долго: они не растекаются в поле силы тяжести как маловязкие материалы, подобные жидкому битуму. На рис. 103 изображены куполовидные структуры, полученные при моделировании с помощью центрифуги. Методика тектонического моделирования с использованием центрифуги была разработана шведским ученым Г. Рамбергом (1985).

Установленные для тепловой конвекции соотношения факторов

сохраняются и при тектоническом моделировании. Чтобы гравитационная адвекция в них осуществилась, необходима достаточная разность плотностей между нижним и верхним слоями. Нужно также, чтобы вязкость обоих слоев была не слишком большой, так как иначе она будет тормозить процесс перераспределения масс и может его совсем приостановить. Наконец, необходимо, чтобы нижний, питающий, слой имел достаточную толщину. Последнее условие следует особенно подчеркнуть. Оно объясняет, почему из тонкого слоя соли, залегающего под более плотной покрывкой пород, диапировые купола не поднимаются: подъемная сила малых объемов легкого материала недостаточна, чтобы преодолеть сопротивление покрывающих слоев деформации.

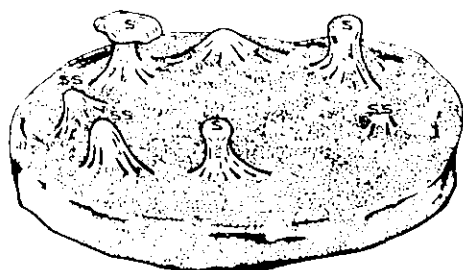


Рис. 103. Модель диапировых куполов, полученная с помощью центрифуги в силиконе (по Г. Рамбергу). Тяжелый слой, покрывавший силикон, снят. Центробежная сила достигала 1000 g

Размер куполов и расстояние между ними, как и при тепловой конвекции, прямо зависят от толщины питающего слоя. Но те же параметры диапировой структуры зависят также и от отношения вязкостей питающего и покрывающего слоев. Когда вязкость покрывающего слоя пренебрежимо мала по сравнению с вязкостью питающего слоя, то оптимальные расстояния между куполами приблизительно в 2,5 раза больше толщины питающего слоя. При большей вязкости покрывающего слоя размеры куполов и расстояния между ними растут. Например, если отношение вязкостей покрывающего и питающего слоев достигнет 50, то отношение расстояний между центрами куполов и толщиной слоя возрастет приблизительно до 10. От соотношения вязкостей слоев зависит также, где всплывает легкий материал: в центре или по периферии «ячейки Бенара». Уменьшение толщины верхнего слоя ведет к уменьшению размеров ячеек и расстояний между ними.

Все эти соотношения, установленные при исследованиях на моделях, относятся, строго говоря, лишь к начальному этапу образования диапировых куполов. Однако они сказываются и на последующих этапах этого процесса.

Вследствие большой неоднородности строения земной коры и сложности природных условий проверить эти соотношения на геологических объектах затруднительно. Но имеющиеся данные показывают, что в принципе, если отвлечься от осложнений, те же закономерности проявляются и в природной обстановке. Например, размещение диапировых куполов на площади в ряде случаев очень сходно с размещением, характерным для «ячеек Бенара» (рис. 104). Отмечено, что размер диапировых куполов и расстоя-

ния между ними в природных условиях прямо зависят от толщины слоя соли. В северном Прикаспии по периферии тектонической депрессии, где мощность соли уменьшена, купола малы и расположены тесно. А в центральных частях той же депрессии, где толща соли мощнее, характерны редко расположенные «купола-гиганты».

В экспериментах с жидкостями, если процесс не будет искусственно прерван, он приводит в конце концов к полному обращению: вся легкая жидкость оказывается наверху, а вся тяжелая — на дне сосуда. В природе в некоторых случаях также происходит выжимание наверх значительных объемов питающего слоя, например при образовании тектонических покровов глубинного (пеннинского) типа (см. гл. 8). Но чаще процесс прекращается раньше. Многие ядра диапировых куполов останавливаются на некоторой глубине под поверхностью. Рассмотрим пример.

Осадочные породы на поверхности имеют среднюю плотность $2,2 \cdot 10^3$ кг/м³. Соль на поверхности земли обладает такой же плотностью. Но с глубиной, по мере того как рыхлые осадки уплотняются под тяжестью все более мощной покрывающей толщи пород, их плотность возрастает до $2,5 \cdot 10^3$ кг/м³, тогда как плотность соли зависит от всестороннего давления в

очень малой степени и практически с глубиной не меняется. В связи с этим на глубине около 1 км под поверхностью создаются условия для инверсии плотности между солью и покрывающими осадками. Помимо этого повышение температуры с глубиной



Рис. 104. Группирование диапировых куполов в неправильные кольца и многоугольники. Прикаспийская синеклиза (поверхность предподнемоновского среза). По А. М. Сычевой-Михайловой: а — почти сплошные кольцевые массивы; б — прерывистые кольцевые массивы; 1 — выходы соли на поверхность; 2 — соляные гряды и купола, скрытые на глубине; 3 — глубокие соляные перешейки; 4 — грабен; 5 — межкупольные прогибы; 6 — разрывы; 7 — купола вторичной генерации; 8 — надсводные мутьды оседания

сильно снижает вязкость соли. В результате всех этих факторов наиболее благоприятные условия для диапиризма устанавливаются на глубине 5—6 км, откуда и растут купола.

Но, по мере того как они поднимаются, те же факторы начинают действовать в обратном направлении. Соль, приближаясь к поверхности, охлаждается, и вязкость ее возрастает. Разность плотностей уменьшается и сходит на нет. Подъемная сила в верхней части диапирового купола в связи с этим падает до нуля. Некоторое время более глубокие части ядра продолжают еще давить.

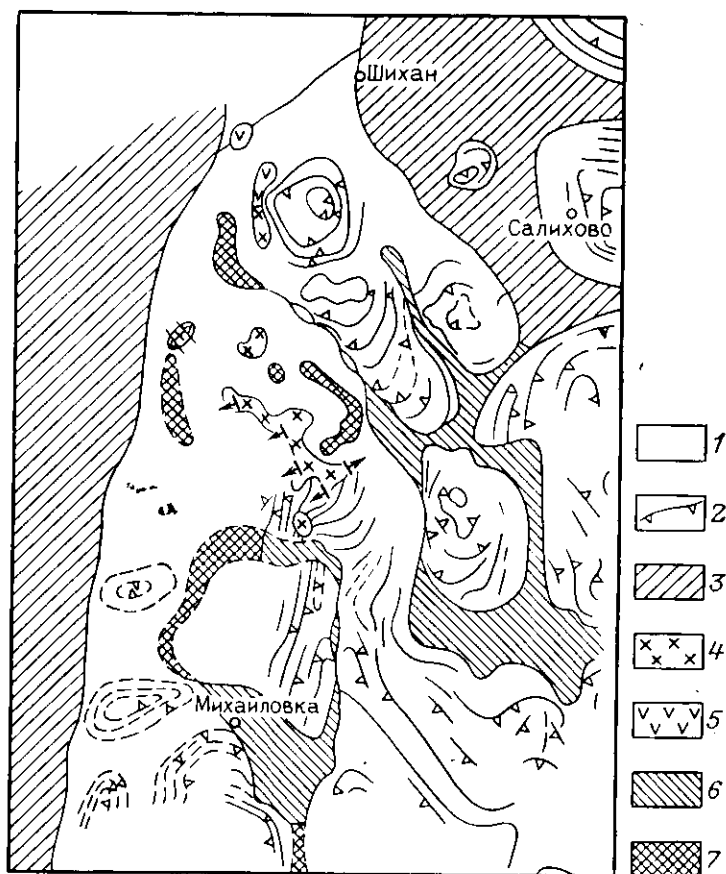


Рис. 105. Схематическая тектоническая карта района Ишимбаева, Башкирская АССР (по А. А. Богданову):

1 — уфимские слои; 2 — залегание уфимских слоев; 3 — область приподнятого залегания кунгурской соли в пологих структурах; 4 — погребенные массивы артинского ложа; 5 — места вероятного расположения соляных массивов по данным геофизики; 6 — скрытые на глубине диапиры; 7 — выходы кунгурской соли

снизу на вершущку диапирового ядра, которая, потеряв собственную подъемную силу, растекается между слоями в стороны. Ядро принимает грибообразную форму. Наконец, весь процесс останавливается, заторможенный ростом вязкости и падением подъемной силы.

Усложнение природного процесса диапиризма по сравнению с тем, который наблюдается на моделях, состоит в том, что на расположение и форму диапировых структур оказывают влияние разрывы в земной коре.

На рис. 105 изображено строение одного из районов южного Приуралья, где соль оказывается выжатой из-под покрывающих слоев в виде рамок, форма которых определена системой разрывов. Последние использованы солью в качестве каналов.

Здесь мы подходим к способу образования структур типа диапировых складок, когда движущим фактором является не столько инверсия плотностей, сколько неравномерность нагрузки на пластичный слой. Такая неравномерность нагрузки может вызываться разрывами в вышележащей толще. Каждый разрыв представляет собой зону перетирания пород той или иной ширины. Плотность перетертых пород меньше плотности тех же пород в цельном состоянии, и поэтому нагрузка на пластичный слой под зоной разрыва меньше, чем в стороне от нее. Это и вызывает перемещение пластичного материала из-под более нагруженных участков в сторону менее нагруженных зон. При этом пластичный материал внедряется на некоторую высоту в зону разрыва. Пример таких структур, вызванных нагнетанием пластичного материала в разрыхленные зоны разрывов, изображен на рис. 106. Пластичными

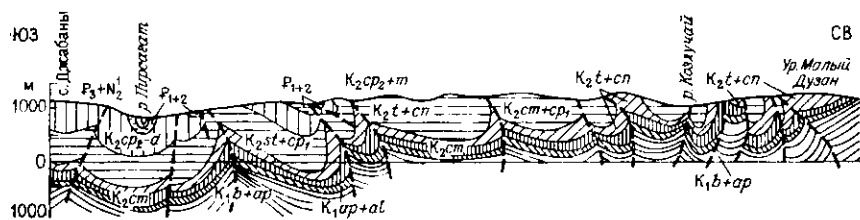


Рис. 106. Гребневидная складчатость нагнетания. Юго-Восточный Кавказ (по А. В. Вихерту и др.)

здесь являются глины нижнего мела (баррема и апта — K_1b+ap), которые внедряются в зоны разрывов, деформируя окружающие слои. В плане подобные структуры имеют форму гребневидных антиклиналей, вытянутых вдоль разрыва. Хотя здесь инверсия плотности может отсутствовать, сила тяжести остается причиной деформации.

Некоторые специфические особенности структур, связанных с действием силы тяжести, будут описаны в следующей главе.

Подводя итоги этой главы, мы приходим к заключению, что деформации горных пород происходят в сложной обстановке.

Главная особенность обстановки — неоднородность среды. Помимо структурной неоднородности, выраженной, например, в зернистости и слоистости горных пород или в их блоковости и в других формах расчлененности, неоднородно распределение в земной коре деформационных свойств материала и его плотности. Кроме того, осложняют обстановку следующие факторы:

а) изменчивость деформационных свойств пород, проявляющаяся в процессе деформации;

б) неустойчивость пластической деформации в слоистой среде, что ведет к разлинзованию слоев и смятию их в складки;

в) распределенное приложение сил, являющееся причиной многократного повторения однотипных связанных и разрывных дислокаций внутри большого объема пород;

г) неравномерность деформаций, что, в частности, выражается в одновременном развитии разрывов и пластического течения в ходе общей деформации того или иного объема пород;

д) перераспределение напряжений в процессе деформации: каждое изменение формы горной породы, каждый новый разрыв ведут к изменениям в поле напряжений и, таким образом, влияют на дальнейшее развитие деформаций;

е) влияние на образование структур силы тяжести.

Только принимая во внимание все эти факторы, можно понять основные особенности тектонических деформаций.

ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ
И НАПРЯЖЕНИЙ

Вторичные структурные формы, как связные, так и разрывные, представляют собой результат деформаций и разрушения горных пород и слагаемых ими толщ. Деформации вызываются напряжениями тектонического происхождения. Следовательно, может быть поставлена «обратная задача»: по наблюдаемым деформациям восстановить то поле тектонических напряжений, которое эти деформации породило.

Решение этой задачи представляет не только теоретический, но и практический интерес: знание направлений действия напряжений сжатия или растяжения позволяет предсказывать характер и ориентировку структурных форм, которые пока не наблюдались, но в данных условиях могут существовать. Например, наблюдая складки продольного изгиба, можно высказать предположение (исходя из общей картины напряжений, создавших такие складки), что последние хотя бы в некоторых случаях сопровождаются надвигами. А наблюдая куполовидную складку поперечного изгиба, мы, пользуясь той же методикой, можем предположить, что данная складка может быть разбита радиальными и концентрическими сбросами на отдельные сегменты. Подобные заключения интересны практически, так как они определенным образом ориентируют дальнейшие наблюдения и позволяют предвидеть характер залегания тех или иных полезных ископаемых, связанных с данной структурной формой.

Однако нет возможности прямо и безусловно определить поле былых тектонических напряжений, испытанных горными породами когда-то раньше. Все, что мы можем сделать, это восстановить поле деформаций, т. е. по наблюдаемым в горных породах изменениям первичных форм залегания установить ориентировку главных осей деформаций. Сможем ли мы отсюда перейти к восстановлению поля напряжений, зависит от правомочности наших предположений о связи поля деформаций с полем напряжений.

Только для однородных и изотропных тел главные оси деформации и напряжения совпадают. Горные породы не однородны и не изотропны. Поэтому в общем случае поля тектонических деформаций

ций и напряжений не совпадают. Но во многих конкретных случаях для определенных рангов структур и для крупных объемов пород происходит такое усреднение частных полей деформаций и напряжений, что главные оси тех и других практически совпадают. Мы видели, что, например, в слоях, смятых в складки, поля напряжений различны в разных частях складки и в разных слоях в зависимости от свойств слагающих их пород. Но план деформации всей смятой толщи слоев в целом совпадает со столь же общим планом напряжений: главные оси сжатия для деформаций и для напряжений в этом случае направлены перпендикулярно к осевой плоскости складок, а главные оси удлинения и для деформаций и для напряжений ориентированы перпендикулярно к шарнирам складок. Так что путем выбора определенного ранга структур во многих случаях можно сделать несущественными различия в ориентировке полей деформаций и напряжений. Но это утверждение справедливо лишь в тех случаях, когда оси деформаций остались в первоначальном положении и не испытали поворота в процессе последующих деформаций, происходивших при том же плане напряжений. Если такое наложение разнородных полей напряжений произошло, требуется специальный анализ, который сопряжен нередко с большими трудностями. К вопросу о взаимном наложении деформаций разных порядков и разной ориентировки мы вернемся еще в этой и в следующей главах.

Восстанавливая в благоприятных случаях поле тектонических напряжений, мы не можем сколько-нибудь достоверно оценить количественно величину этих напряжений. Об этом уже была речь в предыдущей главе. В литературе такие попытки встречаются, но они всегда носят условный характер, поскольку деформационные свойства горных пород в природных условиях, особенно в условиях длительного геологического времени, остаются слабо известными.

Свойство ползучести позволяет думать, что минимальные напряжения, вызывающие тектонические деформации, могут быть равны пределу ползучести горных пород. Следовательно, минимальный размер напряжений, способных вызвать тектоническую деформацию, мог измеряться всего сотыми долями бара, т. е. сотыми долями килограмма на квадратный сантиметр. Такое давление оказывает на дно сосуда столб воды толщиной всего в десятки сантиметров; эта величина соизмерима с изменением атмосферного давления при вторжении циклона.

Максимальные напряжения определяются пределом прочности горных пород, за которым последние разрушаются. Мы видели, что прочность максимально может измеряться несколькими килобарами. В этом широком диапазоне — от сотых долей бара до нескольких килобар (10^3 — 10^8 Па) — и располагается шкала тектонических напряжений.

В некоторых случаях по различиям между разнонаправленными деформациями можно судить об относительной величине напряжений, действовавших в разных направлениях. В предыдущей

главе говорилось о том, что линзы и будины, образующиеся в твердых слоях, деформируемых среди пластичных слоев, имеют разные размеры в разных направлениях в зависимости от величины напряжений в этих направлениях. Очевидно, что определение в подобных случаях отношения между разнонаправленными напряжениями будет обоснованно только при предположении, что деформационные свойства породы одинаковы во всех направлениях и что разнонаправленные деформации происходили одновременно, в ходе одного акта механического воздействия на породы. Если предел пластичности, вязкость и прочность пород в разных направлениях различны, различия в размерах линз и будин не могут рассматриваться как индикаторы относительной величины разнонаправленных напряжений. Они являются в таких случаях индикаторами относительной разности деформационных свойств, например отношения между вязкостями разных пород.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ОСЕЙ ДЕФОРМАЦИИ ПО СВЯЗНЫМ ДЕФОРМАЦИЯМ

Направление главных осей деформации может быть восстановлено по деформациям тех включений в горных породах, первоначальная форма которых известна.

Наилучшим объектом являются известняковые оолиты, имеющие сферическую первичную форму. В результате деформации шарики оолитов превращаются в трехосные эллипсоиды. Сравнение длины осей эллипсоида с длиной диаметра исходной сферы позволяет судить о направлении и относительном размере деформации вдоль соответствующих осей. Поскольку первоначальные сферы оолитов уже не существуют, длину диаметра сферы приходится определять, приводя наблюдаемый эллипсоид к равнообъемной сфере. Допускается, что при деформации объем оолита меняется незначительно.

Интересную работу по изучению деформаций оолитов выполнил американский геолог Э. Клоос. Он изучал оолитовые известняки кембро-ордовика в Аппалачах. Известняки эти смяты в складки и пронизаны кливажем. Поперечник индивидуального оолита в среднем близок к 1 мм. Измерения производились под микроскопом в шлифах, для чего необходимы были срезы, параллельные главным осям деформации. В этом конкретном случае положение облегчалось тем, что длинные оси деформированных оолитов располагались всегда параллельно кливажу, короткие — всегда перпендикулярно к нему, а средние — снова в плоскости кливажа. Таким образом, было известно, как надо ориентировать срез, чтобы определенная пара главных осей была в плоскости шлифа. Как выглядели в шлифе деформированные оолиты, видно из рис. 107.

Операция начинается с определения длины трех главных полуосей эллипсоида. Если длина их определена, то радиус сферы $r = \frac{d}{2}$, равнообъемной с эллипсоидом, будет получен из следующих формул:

$$\frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi abc \text{ и } r = \sqrt[3]{abc},$$

где a , b , c — соответственно длинная, средняя и короткая полуоси эллипсоида.



Рис. 107. Деформированные оолиты под микроскопом (по Э. Клоосу)

Если, например, были определены следующие размеры:

$2a$ — максимальный диаметр = 8,45, $a = 4,23$,

$2b$ — средний диаметр = 6,74, $b = 3,37$,

$2c$ — минимальный диаметр = 5,06, $c = 2,53$,

то

$$r = \sqrt[3]{4,23 \times 3,37 \times 2,53} = 3,3; d = 6,6.$$

Изменение размеров по направлению главных осей деформации тогда составляет

$$2a - d = +1,85, 2b - d = +0,14, 2c - d = -1,54.$$

По отношению к исходной сфере максимальное удлинение (по оси a) равно

$$\frac{1,85 \times 100}{6,6} = 28\%,$$

удлинение по оси b —

$$\frac{0,14 \times 100}{6,6} = 2,1\%,$$

сокращение по оси c —

$$\frac{-1,54 \times 100}{6,6} = -23\%.$$

Опыт показал, что деформация по оси b всегда очень мала (не больше нескольких процентов), и поэтому, если ею пренебречь, расчеты могут ограничиться отношением осей a и c и быть сведены к плоской задаче, т. е. к определению круга, равновеликого по площади наблюдаемому в сечении ac эллипсу. Радиус такого круга

$$r = \sqrt{ac}.$$

В этом случае операции могут быть еще больше упрощены изготовлением палетки, позволяющей сразу графически определять отношение a/c при их разных длинах.

Во избежание недоразумений необходимо обратить внимание на две принципиально различные меры величины деформации, которыми мы пользовались выше. В одних случаях указывалось, *на сколько* процентов, а в других — *во сколько раз* увеличилась или уменьшилась первоначальная длина. Преимущества и недостатки применения каждой из этих двух мер деформации наиболее наглядно обнаруживаются при характеристике плоской деформации.

В случае *малых* деформаций (каковыми обычно являются упругие деформации горных пород) «процентная» мера совпадает по обем осей. Так, удлинению по оси a на 1% соответствует укорочение по оси c тоже примерно на 1%. Другими словами, деформация характеризуется *одной* цифрой. «Кратная» мера выражается громоздким числом 1,01.

В случае *больших* деформаций положение меняется. Например, при изменении в два раза первоначальных размеров (удлинении по оси a и соответственном укорочении по оси c) «кратная» мера деформации характеризуется *одной* цифрой 2,00, в то время как «процентная» мера — *двумя* цифрами (100% по оси a и —50% по оси c). Поэтому в механике сплошных сред при характеристике больших пластических деформаций обычно пользуются «кратной» мерой.

Статистическая обработка измерений деформаций большого количества оолитов в кембро-ордовикских отложениях Аппалачей показала, что величина деформации закономерно меняется на площади: она становится больше к ядру большой складки, образуемой оолитовыми известняками. Оказалось возможным показать на карте распределение степени деформации изолиниями (рис. 108). На той же карте для отдельных точек показаны преимущественные направления максимального удлинения оолитов.

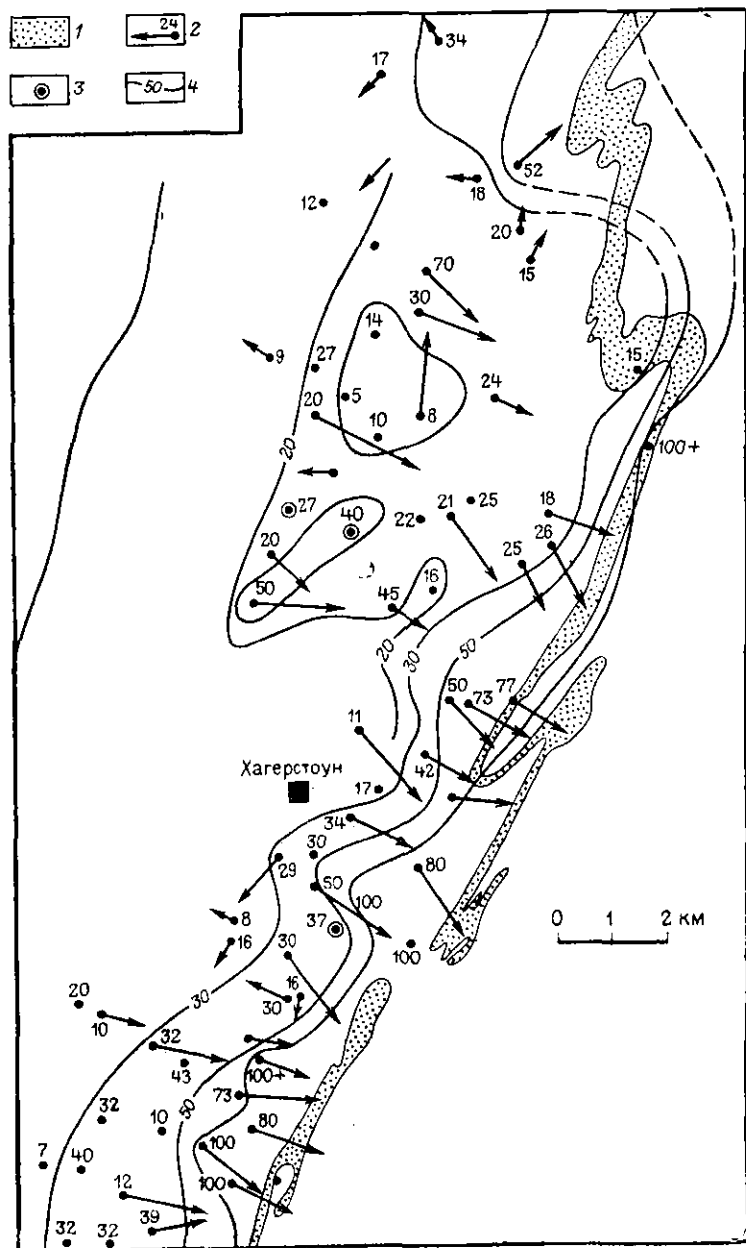


Рис. 108. Схема распределения по площади деформаций различной величины в ордовикских отложениях Южных Аппалачей, США (по Э. Клоосу):

1 — формация Уэйнсборо (кембрий); 2 — направление максимального удлинения оолитов (цифра — размер удлинения, %); 3 — максимальное удлинение направлено вертикально; 4 — линия разного размера удлинения, %. Не заштрихованы различные горизонты ордовика

Эти направления особенно хорошо выражены у сильнее деформированных оолитов, и индивидуальные максимальные отклонения от преимущественного направления, как правило, не превышают 20°. Если выше речь шла о деформации пород как таковой, то о карте, приведенной на рис. 108, можно сказать, что она отображает *поле* деформаций.

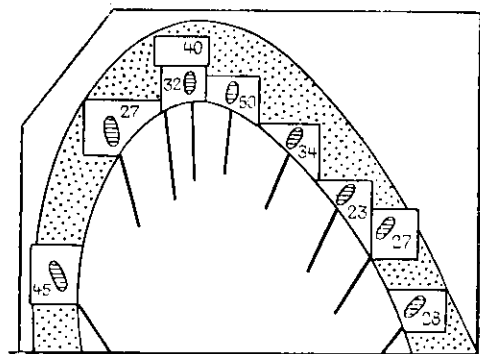


Рис. 109. Реконструкция прямой складки и расположения в ней деформированных оолитов (по Э. Клоосу). Ордовикские отложения Южных Аппалачей. Цифры — размер удлинения, %

Простого взгляда на карту достаточно, чтобы убедиться в том, что в большинстве случаев ориентировка оси максимального удлинения почти одинакова. Сопоставление этой ориентировки со складчатой структурой привело к картине, изображенной на рис. 109. Оси максимальных удлинений образуют веера, сходящиеся под антиклиналями. Они параллельны осевым плоскостям лишь в замке складки.

Поскольку ось максимального сокращения всегда перпендикулярна оси максимального удлинения и в данном случае лежит

в плоскости чертежа, который представляет собой сечение, нормальное к шарниру складки, мы получаем представление о поле деформаций в слое, изогнутом в складки. Оно довольно сложно: оси максимального сокращения и удлинения имеют разное положение в разных участках складки, закономерно поворачиваясь в плоскости, нормальной к шарниру складки, от одного крыла к замку и к другому крылу. Лишь средняя ось *b* сохраняет свое положение в пространстве, оставаясь всегда параллельной шарниру складки.

Для определения главных осей деформации могут быть использованы деформированные гальки. В этом случае первоначальная форма деформированного объекта устанавливается не столь определенно, как в случае оолитов. Гальки почти никогда не бывают сферическими. Их первичная форма приближается к яйцевидной, в разной степени уплощенной, но почти всегда она неправильна. Ориентировка первоначальных осей отдельных галек может сильно различаться, что приведет к различию форм, возникающих после деформации.

Однако искажающее влияние этих факторов становится мало заметным для сильно деформированных галек, сплюснутых до формы «хвостатых» галек (рис. 110). Как видно из схемы на рис. 111, если деформация удлинения достигает 100% (т. е. раз-

меры гальки по осям удлинения и сокращения соответственно увеличиваются и уменьшаются вдвое), то ориентировка получаемого эллипсоида почти полностью определяется направлением осей деформации и мало зависит от первоначальной формы гальки. Между тем были описаны гальки, подвергшиеся сплющиванию и удлинению в десятки раз.

Аналогичные наблюдения могут быть выполнены над конкрециями, первоначальная форма которых хотя бы приблизительно известна. Например, фосфоритовые конкреции первоначально бывают правильно-сферическими.

Для той же цели могут быть использованы деформации остатков ископаемых организмов. Например, были описаны деформации раковин спириферов или отпечатков рыб. Интересно, что некоторые принятые первоначально за самостоятельные виды разные по форме отпечатки рыб оказались деформированными остатками одного вида.

Классическим примером деформации ископаемых являются «растянутые белемниты», описанные знаменитым швейцарским геологом А. Геймом. Такие белемниты встречаются в сильно дислоцированных осадочных толщах Швейцарских Альп. Ростры этих белемнитов разорваны на отдельные кольца, и последние раздвинуты на некоторое расстояние одно от другого. Промежутки между кольцами заполнены либо материалом вмещающей породы, который прошик в открывшиеся пространства, либо новыми минеральными образованиями (кварцем, кальцитом), поступившими с водными растворами (рис. 112). В некоторых случаях ростры белемнитов, разорвавшись, удлинились в несколько раз (в исключительных случаях до 10 раз). Обычно удлинение роstra сопровождается его расплющиванием в направлении, перпендикулярном к оси растяжения. Деформация роstra позволяет судить об ориентировке главных осей деформации.

На рис. 113 изображены брахиоподы, совершенно одинаковые

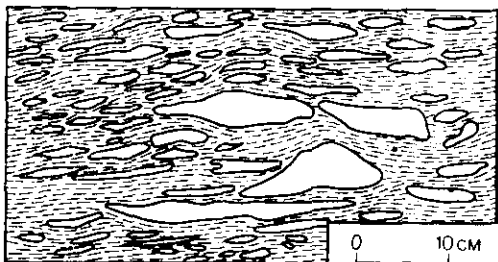


Рис. 110. Раздавленный конгломерат («хвостатые гальки»). Зарисовка

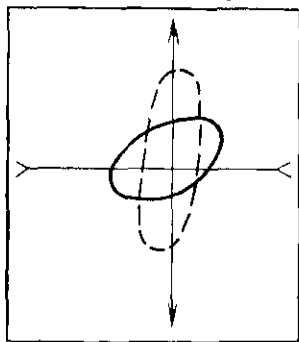
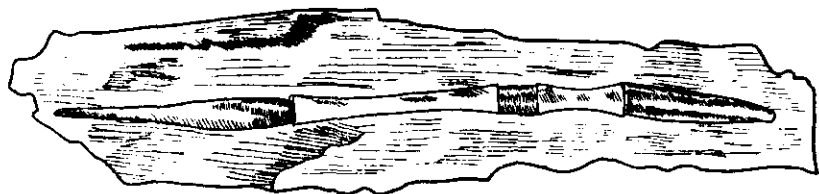


Рис. 111. Деформация сжатия-растяжения тела неправильной формы. Размер деформации 100%. Сплошной контур — первоначальная форма тела; пунктирный контур — форма тела после деформации. Тело приобрело ориентировку, близкую к направлению оси максимального удлинения

а



б

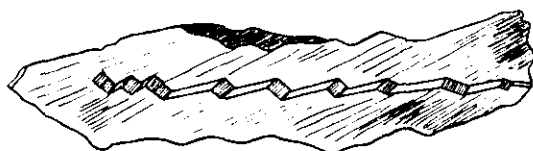
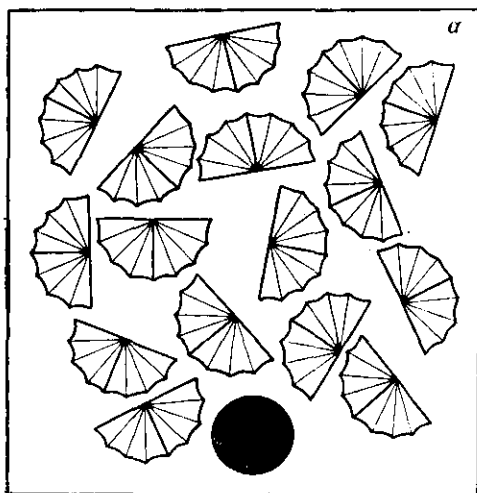


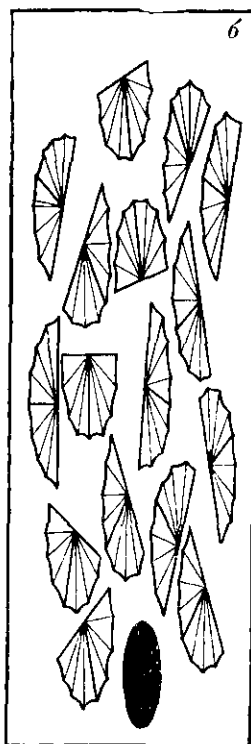
Рис. 112. Растянутые и разорванные белемниты в сланцах верхней юры.

Швейцарские Альпы (по А. Гейму).

Темное — куски ростра белемнита, светлое — выполнение промежутков после растяжения белемнита: а — направление растяжения совпадает с осью белемнита; б — направление растяжения косое по отношению к оси белемнита



а



б

Рис. 113. Деформация различно ориентированных брахиопод:

а — до деформации; б — после сжатия на 100% в горизонтальном направлении и соответствующего удлинения в вертикальном

по форме и размеру, но различно ориентированные, подвергшиеся деформации в поле деформации, ориентировка и величина которого изображена черным эллипсом. Сравнение рис. 113, а и б по-

кажет, как положение брахиопод по отношению к главным осям деформации повлияло на их конечную форму.

В некоторых случаях для восстановления поля деформаций можно использовать не сами деформированные объекты, а их непосредственное окружение, например корки подушек в подушечных лавах, подвергшихся деформации вместе с другими окружающими породами. Несмотря на то что недеформированные подушки имеют неправильную форму, мощность их корок обычно постоянна. Поэтому изменения мощности корок после деформации могут быть использованы для определения величины деформации и ориентировки ее главных осей. Отношению максимальной и минимальной мощностей корки отвечает отношение длинной и короткой осей эллипсоида деформации.

Описанные выше методы реконструкции поля деформаций основаны на допущении одинаковой вязкости деформированных включений и окружающей их основной массы горной породы. Из этого допущения в качестве следствия вытекает *однородность* деформации породы, содержащей включения, т. е. равенство деформации включения и окружающей среды. Однако гораздо чаще вязкость включений больше, чем вязкость окружающей среды. В этом отношении показательны кляважированные породы, в которых кляваж как бы «обтекает» включения и лишь в редких случаях «пронизывает» их без преломления. В первом приближении можно полагать, что на включение и на окружающую породу действует одно и то же напряжение. Поэтому можно утверждать, что скорость деформации включения и окружающей породы обратно пропорциональна их вязкости. Следовательно, и конечные размеры деформаций включения и окружающей породы будут обратно пропорциональны их вязкости (если не учитывать различия пределов текучести). Такое допущение приемлемо, так как при очень медленном развитии тектонических деформаций главным проявляющимся свойством пород оказывается ползучесть, т. е. деформация начинается при очень малых напряжениях. Абсолютную величину вязкости таким образом установить нельзя, но, сравнивая конечные результаты деформации, можно получить оценку отношения вязкости пород, подвергавшихся совместной деформации. Как правило, включения обладают большей вязкостью, чем окружающая порода. Это особенно характерно для обломочных включений (гальки, неокатанные обломки и т. п.). Однако при изменении деформационных свойств горных пород в связи с изменением температуры и всестороннего давления соотношения могут меняться. Например, галька известняка обладает большей вязкостью по сравнению с окружающим глинистым веществом при деформации на небольших глубинах, но она же становится более текучей, чем глинистый сланец на больших глубинах, при повышенных температурах и давлениях.

Для восстановления полей тектонических напряжений могут быть использованы разлинование и будинаж относительно более твердых слоев, заключенных между более текучими. Эти явления

всегда указывают на сжатие слоя по направлению, нормальному к нему, и на растяжение, параллельное ему. Но поскольку в этом случае чрезвычайно велико влияние неоднородности материала, делающей значительно более легким течение параллельно слоям, чем в каком-либо ином направлении, разлизование и будинаж указывают лишь на наличие составляющей сжатия, перпендикулярной к слоям, и составляющей растяжения, параллельной слоям, но не позволяют утверждать, что главные оси напряжений были ориентированы таким же образом. Мы можем только сказать, что ось максимальных сжимающих напряжений была наклонена к слою под углом более 45° . Если бы угол был меньше, в плоскости слоя преобладало бы не растяжение, а сжатие. Это следует из соотношения составляющих сжатия — нормальной к слою и параллельной ему (рис. 114). При вертикальной оси сжа-

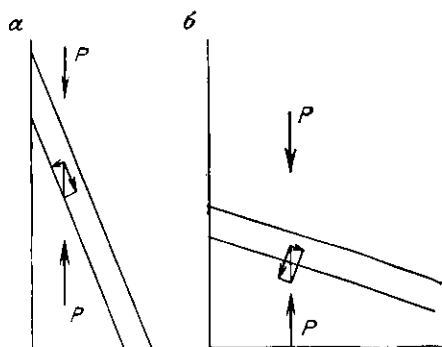


Рис. 114. Соотношение составляющих сжатия, нормальной к слою и параллельной ему, при вертикальном исходном сжатии (стрелки P) и наклоне слоя к горизонту круче 45° (а) и положе 45° (б)

тия, если слой наклонен под углом к горизонту более 45° , составляющая сжатия, параллельная слою, больше нормальной составляющей; если же слой залегает положе 45° к горизонту, соотношение между составляющими обратное.

Слои подвергаются растяжению и будинажу на крыльях складок, а также на флексурах. В замках подобных складок обычно наблюдаются деформации сжатия вдоль слоя, выраженные, например, мелкими дисгармоничными складками, усложняющими основную складку. Эти мелкие складки указывают на то, что материал слоев, расплюснен-

ный на крыльях основной складки, выжимается оттуда и нагнетается в ее замки.

Разлизование и будинаж позволяют с некоторой степенью приближенности определить размер удлинения параллельно слоям и, следовательно, размер сокращения в нормальном к ним направлении. Для этого в случае, если слой разделен на отдельные раздвинутые будины, надо сравнить современную длину какого-либо отрезка слоя в том или ином направлении с суммарной длиной (по тому же направлению) будин, расположенных на том же отрезке. Отношение укажет на степень удлинения слоя по данному направлению. Прodelывая такую операцию по разным направлениям в плоскости слоя, можно найти направление оси максимального удлинения и определить размер удлинения. Так же может быть найдена ось минимального удлинения. Этот прием правилен, если разделение будин происходило путем отрыва и

концы их тупые. Если разделение будин было вязким, т. е. ему предшествовало образование шеек и линз, и будины имеют оттянутые концы, то расстояния между их концами меньше действительного растяжения.

По размерам линз и будин в разных направлениях можно определить отношение растягивающих напряжений, действовавших вдоль слоя в этих направлениях. Чем сильнее растягивающие напряжения в каком-либо направлении, тем короче линзы и будины в том же направлении при условии, конечно, что наблюдения проводятся над одним и тем же слоем, состав и мощность которого не меняются. На крыльях складок продольного изгиба линзы и будины обычно вытягиваются длинными осями параллельно простиранию, а их короткие оси располагаются в направлении падения слоя. Это означает, что максимальные растягивающие напряжения ориентировались по падению-восстанию слоев, а минимальные — по простиранию, ось сжатия — нормально к слою.

Сравнивая размеры линз или будин в разных слоях, сложенных разными породами, можно определить относительные величины вязкости и прочности, характеризующие данные породы. Необходимо только, чтобы сопоставляемые слои были одинаковой мощности и находились в одном и том же поле напряжений. Например, можно считать, что слои, лежащие непосредственно друг на друге на одном крыле складки, подвергаются одинаковым напряжениям. В этом случае при одинаковой мощности слоев более короткие линзы или будины будут наблюдаться в слое, породы которого обладают более низкими пределами пластичности и прочности.

Для определения осей деформации могут быть использованы

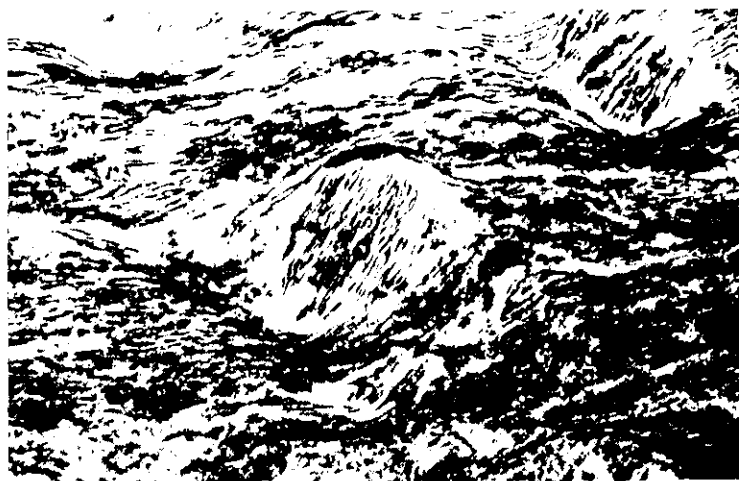


Рис. 115. Ореолы растяжения около порфиробласта альбита в кварц-мусковитовых сланцах докембрия. Киргизский хребет (по В. Г. Талицкому)

ореолы растяжения. Последние представляют собой вторичные отложения минерального материала (преимущественно кварца или кальцита) около твердых зерен, включенных в более пластичную породу. Минеральный материал сосредоточился в пустотах или, правильнее сказать, в местах пониженного давления, которые создавались около твердых зерен в направлении максимального удлинения вмещающей мягкой породы (рис. 115). Такие участки пониженного давления возникали в результате того, что при расплющивании мягкой вмещающей породы последняя должна была обтекать твердые несжимаемые зерна. Обтекая, материал прижимался к поверхности твердого зерна в направлении максимального сжатия и удалялся от той же поверхности в направлении оси максимального удлинения. В местах удаления материал несколько отслаивался от поверхности зерна, тем больше, чем больше его вязкость, и здесь создавалась область пониженного давления, в которую из окружающей породы «всасывались» растворы, приносившие кремнезем, кальцит и другие минеральные соединения. В качестве твердых зерен часто оказываются кристаллы пирита, размер которых измеряется миллиметрами или долями миллиметра. Соответственно и ореолы растяжения у таких зерен малы по размеру. Но около крупных твердых включений (например, конкреций) ореолы растяжения могут быть значительно большими.

Для определения осей деформации используются также деформации и повороты отдельных кристаллических зерен, слагающих породу. Уже упоминалось, что удлиненные кристаллы, сами не деформирующиеся, могут испытывать поворот при пластической деформации породы, в которой они находятся, стремясь занять положение, параллельное направлениям максимальных касательных напряжений.

Следы поворота обнаруживаются и в зернах сферической формы. Так, часто ореолы растяжения у конкреций пирита не прямолинейны, а изогнуты в результате последующего поворота. Также наблюдались признаки вращения сферических или почти сферических зерен граната. Эти признаки особенно хорошо видны в тех случаях, если одновременно с вращением происходит рост порфиробластов граната, когда последний, разрастаясь, захватывает кусочки вмещающей породы. Тогда включе-



Рис. 116. Структура «снежного кома». Зерно граната с включениями вмещающей породы, захваченными во время роста и кручения граната

ния располагаются внутри зерна в виде спирали (структура «снежного кома») (рис. 116).

Были сделаны попытки определить размер относительных смещений, вызвавших поворот гранатового зерна. В толще хлорит-серицитовых сланцев в Швейцарии диаметр порфиروبластов граната в среднем равен 3 мм. Разворот спирали, образованной включениями в одном из зерен, показал, что зерно повернулось на 320°. Для такого поворота необходимо было, чтобы два слоя сланцев, находившихся друг от друга на расстоянии 3 мм, сместились относительно друг друга на 8,4 мм. Общая мощность толщи сланцев достигает 100 м. Если принять, что деформация однородно охватывала всю толщу, кровля толщи должна была сместиться относительно подошвы на 287 м. Если считать, что деформация носила характер простого сдвига и была вызвана парой сил, действовавших параллельно кровле и подошве толщи, то угол сдвига можно определить так:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{287 \text{ м}}{100 \text{ м}} = 2,87, \quad \alpha = 71^\circ.$$

Под влиянием напряжений пластические деформации испытывают как агрегаты кристаллов, так и отдельные кристаллы. Механизм деформаций кристаллов кратко был рассмотрен выше. Он выражается в трансляции, двойниковании, перекристаллизации. Все эти процессы ведут к тому, что в целом либо путем поворота, либо путем деформации в расположении зерен появляется ориентировка: длинные оси зерен приобретают преимущественно положение, параллельное длинной оси деформации всей породы или параллельное направлению сдвига, и соответственно короткие оси зерен располагаются параллельно короткой оси деформации.

От этих случаев следует отличать ориентировку кристаллов, возникающую в связи с тем, что уже имеющиеся особенности строения пород способствуют росту кристаллов преимущественно в одном направлении. Например, рост кристаллов происходит быстрее в направлении, параллельном границам между слоями или полости тектонического разрыва. Этот фактор особенно часто влияет на рост плоских кристаллов слюд, хлоритов, амфиболов. Так образуется ориентировка плоских минералов параллельно слоям, разрывам или другим ослабленным структурным поверхностям. Слюды, хлориты, амфиболы и некоторые другие плоские по форме минералы, получающие особенно часто ориентировку, образуют группу, называвшуюся ранее группой стресс-минералов. Если это название сохраняет еще некоторый смысл в случае перекристаллизации под направленным сжатием, то оно неприменимо к случаям, когда ориентировка представляет собой результат приспособления процесса кристаллизации к уже существующим в породе структурным поверхностям (*миметическая кристаллизация*).

Кливаж течения обычно считается хорошим индикатором положения осей деформации. Это действительно так, если можно считать, что оси максимального удлинения и средняя лежат в

плоскости кливажа, а перпендикулярно к той же плоскости расположена ось максимального сокращения. По-видимому, в большинстве случаев в мощных сланцевых толщах такое допущение оправдывается (см. о происхождении кливажа гл. 8). Ось максимального удлинения располагается нормально к шарниру складки (т. е. в случае горизонтального шарнира и прямой складки эта ось направлена вертикально). Но после того что было выше сказано о преломлении кливажа при переходе из одной породы в другую, очевидно, что необходимо каждый раз проверить, не встречаемся ли мы с местным отклонением кливажа от его «правильного» положения.

Оси напряжений для крупных участков земной коры могут быть восстановлены и по всей складчатости в целом. Складки продольного изгиба свидетельствуют о том, что в области их распространения происходила общая деформация сокращения в направлении, нормальном к осевым поверхностям складок, и общая деформация удлинения параллельно той же поверхности и нормаль-

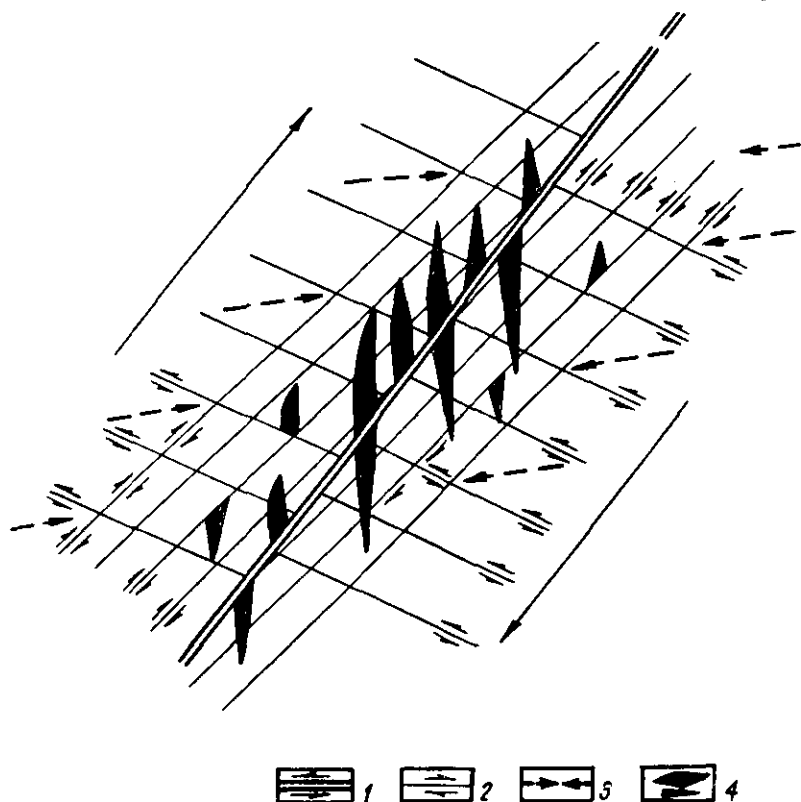


Рис. 117. Складки, образованные в результате трения по тектоническому сдвигу (план):
 1 — основная пара сил; 2 — производные сдвиги, вызванные полем напряжений у главного сдвига; 3 — направление производного сжатия; 4 — складки

но к шарнирам складок. В случае лежащих складок ось максимального сокращения расположена вертикально.

Возле тектонических сдвигов нередко наблюдается кулисообразное расположение складок. В этих случаях складки образовались в результате горизонтального сжатия, возникающего при сдвиге под углом 45° к нему. Из положения складок восстанавливается ось максимального сокращения, а отсюда определяется направление сдвига (рис. 117).

В складках поперечного изгиба ось максимального сокращения расположена, как правило, вертикально, а ось максимального удлинения — в плоскости слоев. Если кривизна складки различна в разных направлениях, то и удлинения в разных направлениях различны. Например, в случае вытянутой брахиантиклинали растяжение и удлинение максимальны в направлении, поперечном к простиранию складки, и минимальны вдоль ее простирания. В случае круглого купола, когда кривизна слоев одинакова по всем радиусам, деформация принимает осесимметричный характер: сжатие в вертикальном направлении сопровождается одинаковым растяжением по всем радиусам. В складках этого типа растяжение и удлинение происходят не только вкост простирания, но и простиранию и по радиусам, но и по всем другим направлениям, поскольку увеличивается поверхность любого участка слоев, образующих такую складку. Например, растяжение и удлинение происходят вдоль линий, окаймляющих складку (концентрические оси удлинения).

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ ПО РАЗРЫВАМ

Трещины отрыва всегда располагаются нормально к оси максимального удлинения. Задача состоит в том, чтобы выделить трещины отрыва среди всего комплекса трещин. Обычно указывается, что трещины отрыва бывают зигзагообразными по простиранию, зияющими, что они выполнены посторонним материалом, имеют неровные, зазубренные края. Эти признаки достаточно надежны, если только они не затушены последующими или предыдущими дислокациями, например проявлением вдоль тех же трещин продольных смещений после того, как поле напряжений изменилось. Большая амплитуда зияния (раздвига) служит наиболее убедительным признаком трещины отрыва.

Оси максимального сжатия и средняя должны быть расположены нормально к оси максимального растяжения, но какое положение они займут в плоскости, перпендикулярной к этой оси, определить по одним трещинам отрыва нельзя. Для решения этого вопроса необходимо обратиться к трещинам скалывания.

Трещины скалывания распознаются по отсутствию зияния, по прямолинейности и притертости краев. Если трещины скалывания

совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений, то две их системы расположены под углом 90° . Линия пересечения этих систем является средней осью деформации. Оси максимальных сжатия и растяжения будут направлены нормально к средней оси и по биссектрисам углов между трещинами скалывания. Если здесь же наблюдаются и трещины отрыва, то нетрудно различить оси растяжения и сжатия. Если трещин отрыва нет, то необходимо прибегнуть к некоторым дополнительным наблюдениям.

Выше (см. гл. 6) говорилось, что истинное положение трещин скалывания отличается от положения плоскостей максимальных касательных напряжений и при этом так, что ось сжатия оказывается биссектрисой *острого* угла между трещинами, а ось растяжения — биссектрисой *тупого* угла между ними.

Этим можно воспользоваться, если быть уверенным, что трещины не испытали последующего поворота в процессе дальнейшей деформации. В случае, если после образования трещин скалывания деформация продолжалась в соответствии с тем же планом и достигла значительного размера, трещины, как мы видели (см. гл. 6), поворачиваются и острый угол раскрывается все шире. Поэтому новое положение трещин скалывания может оказаться обратным тому, которое было первоначально: ось сжатия явится биссектрисой *тупого* угла, а ось растяжения — биссектрисой *острого* угла.

Более уверенно можно судить о положении осей деформаций и напряжений, если удастся найти указания о направлении смещений вдоль трещин скалывания. Такие, хотя бы незначительной амплитуды, смещения обязательно должны были произойти при образовании трещин скалывания, и признаки их могут быть обнаружены. Трещина может пересекать слои, дайки, жилы и другие геологические тела, части которых, разделенные трещиной, окажутся смещенными относительно друг друга. При использовании смещенных даек и жил следует убедиться, что мы имеем дело с одним и тем же телом, разрезанным на две части, а не с двумя различными телами, независимо примкнувшими с двух сторон к трещине.

В тонкослоистом и сланцеватом материале (особенно в метаморфических сланцах) слои могут быть изогнуты или надломаны около трещин скалывания. Нередко последние полностью замещаются такими изгибами или изломами слоистости или сланцеватости. Тогда направление изгиба или излома прямо указывает на направление смещения. Наблюдаются сопряженные полосы изломов, вполне заменяющие сопряженные трещины скалывания (рис. 118). Если полосы изломов пересекают друг друга, то в месте пересечения возникают складки излома (две антиклинали и две синклинали), примыкающие одна к другой. Такие складки иногда называют шевронной складчатостью. Однако, как легко видеть, складки излома (или шевронные) только формально могут быть названы складками. На самом деле они являются свое-

образными надломанными флексурами вдоль зоны сдвига и связаны с перемещением по ней. Ширина полос излома, а вместе с тем и ширина складок излома измеряются обычно сантиметрами.

Комбинируя все перечисленные приемы, можно восстанавливать поля тектонических деформаций и напряжений по трещинам. Крупные надвиги и сдвиги также могут быть использованы для этих целей. Складчатость общего смятия часто сопровождается чешуйчатыми надвигами. Их простираие в целом перпендикулярно оси максимального сжатия, т. е. параллельно простираию складок, а поверхность надвига может рассматриваться как поверхность скалывания; ось максимального удлинения направлена обычно если не вертикально, то во всяком случае круто — в направлении преимущественного «высвобождения» материала.

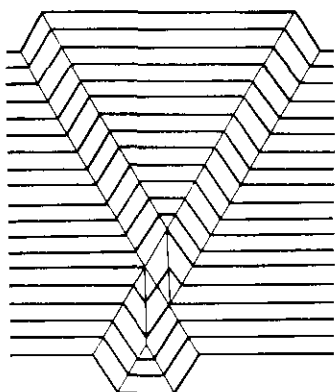


Рис. 118. Сопряженные зоны изломов сланцеватости (по Дж. Рэмзи)

КИНЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

Рассмотренные методы восстановления полей тектонических деформаций по разрывам предполагают, что все наблюдаемые разрывы образовались одновременно, в процессе одной и той же деформации, в среде, в которой ранее никаких разрывов не было. Но в действительности деформации в земной коре развивались неоднократно, и каждая последующая деформация происходила в среде, в которой уже существовали разрывы, образовавшиеся в предыдущие фазы деформаций. В этих случаях новая деформация вызовет не столько образование новых разрывов, сколько смещения по старым; эти последние будут использованы как ослабленные поверхности. Очевидно, что смещения по старым разрывам по своей ориентировке могут значительно отличаться от ориентировки тех разрывов и смещений по ним, которые должны были возникнуть в породе, если бы в ней не было ранее образовавшихся разрывов. Лишь в своей совокупности, суммарно, все смещения по старым разрывам будут отвечать полю новой деформации.

Ставится задача, чтобы по совокупности всех смещений, происшедших по уже существовавшим различно ориентированным

разрывам восстановить поля деформаций и напряжений. Решается эта задача с помощью особого метода, получившего название кинематического. Подробное его описание см. в работе О. И. Гущенко (1979). Здесь мы знакомим читателя только с его принципами.

Применение кинематического метода основывается на ряде допущений. Первое допущение состоит в том, что все наблюдаемые смещения по разрывам определенного ранга представляют собой результат одной и той же одновременной деформации и, следовательно, механически взаимосвязаны. Предполагается, что в определенном объеме и на определенном уровне структуры данный массив пород ведет себя однородно и что отдельные разрывы не взаимодействуют между собой. Однородность деформации понимается в усредненном виде. В другом объеме пород или на разрывах другого размера план деформаций может быть другим.

Необходимое допущение состоит также в том, что деформации и напряжения являются соосными. Оно вытекает из однородного в среднем поведения данного массива. Если вследствие его неоднородности ориентировка главных осей деформации и напряжений не совпадает, согласованный результат получить невозможно.

Исходными данными для кинематического метода служат ориентировки поверхностей разрывов и векторов сдвиговых смещений по ним. Считается, что сдвиговые смещения по каждому разрыву происходят в направлении наибольшего для данной площадки касательного напряжения. Это положение является еще одним принимаемым допущением.

Положение разрывов замеряется, а направление смещений по ним определяется по различным «структурам скольжения» (зеркала скольжения, борозды, царапины, асимметричные вмятины, образованные твердыми включениями при их смещении, и т. п.), а также по смещению геологических тел, пересекаемых разрывом. Последний тип признаков наиболее надежен. Все эти данные наносятся на сетку Вульфа или другую аналогичную диаграмму.

Очень важная операция, выполняемая в поле, — группирование разрывов по рангам, «структурным уровням», т. е. по размеру. К одному рангу относят разрывы близких размеров. Такое группирование требует учета всей структурной обстановки. Это в полной мере исследовательская задача. Решение ее, как было указано, необходимо: смешение данных для разрывов и смещений разных порядков приведет к несогласованности результатов.

Далее выполняются следующие операции:

1. Для каждого разрыва в отдельности определяются области допустимых ориентировок главных осей напряжений σ_1 и σ_3 , исходя из наблюдаемого сдвигового смещения по разрыву и из допущения соосности полей деформаций и напряжений.

2. Индивидуальные допустимые области ориентации главных

осей деформаций и напряжений, полученные для каждого разрыва, последовательно сопоставляются между собой, и, таким образом, постепенно локализуются и оконтуриваются области направлений осей σ_1 и σ_3 , допустимые для всей группы смещений в пределах всего массива.

3. Статистически оценивается степень согласованности направлений смещений в изученной группе разрывов. В случае согласованности смещений главные оси должны быть взаимно ортогональны. Если это не получается, то, значит, среди наблюдаемых смещений есть принадлежащие к полям деформации разной ориентации.

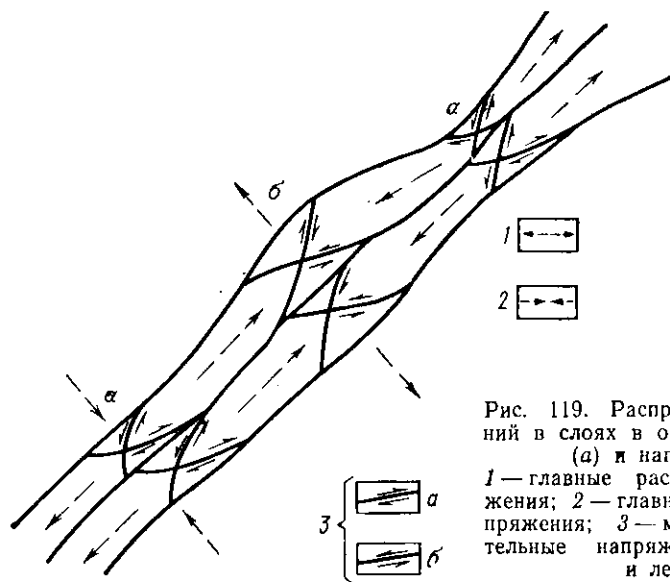
Обоснование метода достигается с помощью системы векторных уравнений. Статистическая обработка результатов наблюдений ведется либо на ЭВМ, либо с помощью специальных палеток и номограмм.

Существует несколько разновидностей кинематического метода. В целом он, несомненно, интересен, но его трудоемкость не всегда оправдывается из-за ряда допущений, перечисленных выше. Между тем заранее нельзя предугадать, в каких случаях они приемлемы, а в каких — сомнительны. Трудности и возможные ошибки возникают также при разделении разрывов по рангам. Однако в ряде случаев этот метод дает важные результаты.

ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ РАЗНЫХ ПОРЯДКОВ

В приведенных примерах были ссылки на поля деформаций заведомо разного масштаба. С одной стороны, мы говорили о поле деформаций, охватывающем серию складок, а с другой — рассматривали деформации, происшедшие внутри слоев, смятых в складки. При этом если для складчатого участка в целом в случае серии прямых складок ось максимального сокращения расположится горизонтально и перпендикулярно к простиранию складок, ось максимального удлинения будет вертикальной, а средняя ось вытянется по простиранию, то внутри слоев поле деформаций той же ориентации наблюдается лишь в замках складок, тогда как на крыльях последних поле деформаций иное и меняется от слоя к слою и от одного участка к другому. Например, на крыльях складок в слоях всегда образуются участки выжимания и нагнетания. В первых слои сплюснуты, раздавлены, во вторых они раздуты, в них происходит скупивание материала, выжатого из первых участков. Наиболее простой случай — выжимание материала слоев с крыльев и нагнетание их в замки складок. Но часто встречаются и более сложные случаи, когда слой в пределах одного крыла разделяется на несколько участков выжимания и нагнетания. В этих участках поля деформаций и напряжений соответственно различны (рис. 119).

При переходе от участка выжимания к участку нагнетания ориентировка осей деформации меняется на обратную: на первом участке вдоль слоя направлена ось растяжения, на втором участке — ось сжатия. Эти внутрислойные поля деформаций представляют собой усложнения второго и более мелкого порядков



на фоне основного горизонтального сжатия, вызвавшего смятие слоев в складки в окружающем объеме земной коры. Усложнения высоких порядков суммируются с основным (фоновым) полем де-

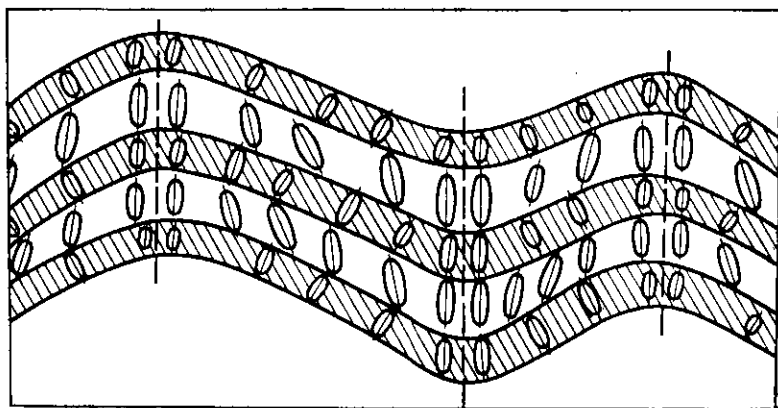


Рис. 120. Поля деформации в слоях, изогнутых в складку продольного изгиба. На боковую сторону слоев до деформации были нанесены кружки, которые в результате деформации превратились в эллипсы

формаций, что приводит к некоторому промежуточному положению осей деформации в конкретных точках слоя. На рис. 120 изображена модель складок из слоев пластического материала. До деформации на боковой грани слоев были нарисованы кружки, которые при образовании складок превратились в эллипсы, длинная и короткая оси которых указывают на положение главных осей деформации. Мы видим, что в местах раздавливания слоев на крыльях складки длинные оси деформации направлены под некоторым углом к слою, занимая положение, промежуточное между вертикальным, которое соответствует общему горизонтальному сжатию, и параллельным слою, которое отвечает послойному выжиманию материала с крыльев к замку складки. Только в замке складки общее и частное поля деформаций совпадают: длинные оси деформации направлены вертикально, и соответственно длинная ось эллипса также вертикальна. Это пример сложения различно ориентированных деформаций.

Таким образом могут быть выделены общее для всей крупной структуры поле деформации и локальные поля для отдельных ее элементов, причем между теми и другими, как правило, наблюдается несоответствие. Поэтому всегда следует учитывать масштаб того поля деформации, с которым мы имеем дело в данном случае.

Если необходимо восстановить поле деформации для крупных структур или крупного района, содержащего ряд структур, следует оперировать с пластическими деформациями или разрывами, соизмеримыми с размерами изучаемого района, такими, которые по всем признакам отражают наиболее общее поле напряжений. Таковыми будут: вся складчатая структура в целом, крупные надвиги, сдвиги, сбросы, пересекающие весь район трещины скалывания или отрыва. Если же мы регистрируем замеры малых трещин, сосредоточенных в отдельных слоях, мы, может быть, и вскрыем особенности локальных полей напряжений и деформаций, но было бы грубой ошибкой основываться на этих наблюдениях для восстановления полей общего значения.

Отсюда следует *важнейшее методическое правило*, о котором часто забывают: *при изучении полей тектонических деформаций следует всегда сопоставлять между собой структуры одного порядка*, занимающие равноправное положение в ряду всех структурных форм на данном участке. Определение и выделение порядков структур зависят от местных геологических условий. Установление «иерархии» наблюдаемых структурных элементов представляет исследовательскую задачу немалой трудности. Но только решив эту задачу, можно приступить к сбору данных, указывающих на ориентировку полей деформаций.

Обычно выводы о направлении главных осей деформации делают на основании статистической обработки многочисленных единичных наблюдений, чтобы исключить «случайные» отклонения от основной ориентировки поля. Не отрицая, что выведение среднего — полезная операция, позволяющая упростить конечные вы-

воды, нужно подчеркнуть, что «случайные» отклонения всегда оправданы местными особенностями поля деформации и представляют самостоятельный интерес. В некоторых случаях, возможно, удастся выяснить причину такого отклонения. Поэтому, вместо того чтобы усреднять данные о положении трещин или об ориентировке осей пластической деформации для большой площади, следует прежде попытаться составить более детальную схему распределения этих данных, чтобы лучше были видны все локальные особенности.

Во всяком случае при усреднении следует тщательно остерегаться того, чтобы не были смешаны сведения, характеризующие различные части крупной структуры. Очевидно, что если мы смешаем данные о положении трещин на крыльях складки и на ее периклинали и потом выведем среднее, то последнее не будет иметь никакого смысла. Необходимо иметь отдельные средние величины для крыльев, на которых простираание слоев меняется мало, и для отдельных, по возможности минимальных по размеру, участков периклинали, в пределах которой простираание слоев быстро меняется. При этом среднее должно выводиться не из количества отдельных замеров, а из размера площадей, для которых то или иное расположение структурных элементов является представительным.

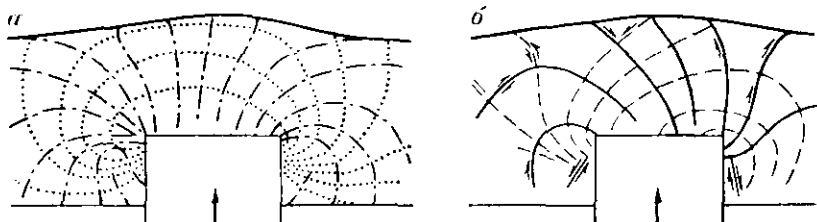


Рис. 121. Траектории напряжений в упругой среде над внедряющимся в нее жестким штампом, установленные оптическим методом на модели из желатинового студня (по М. В. Гзовскому):

а — траектории максимальных нормальных напряжений, пунктир с точками — сжимающие напряжения; точки — растягивающие напряжения; б — траектории максимальных касательных напряжений; сплошные линии — правые касательные напряжения; пунктир — левые касательные напряжения

На рис. 121 показаны траектории максимальных сжимающих, растягивающих и касательных напряжений, а также величина касательных напряжений в упругой среде над внедряющимся в нее прямоугольным жестким штампом. В природе так выглядит обстановка образования глыбовой складки в толще осадочных пород над поднимающимся блоком жесткого основания. Ориентировка главных осей от точки к точке, как видим, сильно меняется, хотя мы и остаемся в поле напряжений, связанных с единой тектонической деформацией.

Изменения ориентировки главных осей напряжений связаны и со структурными неоднородностями земной коры. Выше (см. гл. 6) приводились примеры искажения поля напряжений в связи с появлением в среде трещин. В подобных условиях составить представление о том, каков был характер механического воздействия на данный участок земной коры, можно, только изучив распределение деформаций на большой площади и по возможности в большом объеме земной коры.

Поля деформаций разных порядков отчетливо обособляются, когда деформируются геологические тела *разного ранга* — минералы (зерна), агрегаты минералов (горные породы) и слоистые комплексы горных пород (толщи). Сугубо теоретически можно представить себе такой маловероятный случай, когда толща, состоящая, например, исключительно из слоев кварцевого песчаника, испытывает однородную деформацию горизонтального сокращения, в результате которой слои не сминаются в складки, а равномерно укорачиваются и соответственно увеличивают свою мощность; при этом каждое первоначально сферическое зерно кварца превращается в эллипсоид, удлинённый в направлении, перпендикулярном слоистости. В этом случае поля деформаций разных порядков, относящиеся к геологическим телам разного ранга — зернам, слоям и толще, совпадают. В реальной действительности дело обычно обстоит иначе. Кварцевые зерна могут совсем не деформироваться, они лишь поворачиваются и смещаются относительно друг друга, что и обеспечивает деформацию слоя. В свою очередь слои могут быть не только равномерно укорочены, но и изогнуты в складки, обеспечивая этим горизонтальное укорочение всей толщи.

Неоднородности, всегда присутствующие в породах, вызывают существенные отклонения в ориентировке разрывов и смещений по ним от идеального размещения. Кроме того, последующие деформации могут в той или иной мере завуалировать более ранние структуры.

На практике при восстановлении палеонапряжений на изучаемой территории собирают все данные о признаках пластических деформаций, о разрывах и смещениях по ним, о штрихах и бороздах, указывающих на направления смещений, фиксируют их на специальных диаграммах (например, на сетке Вульфа) и затем подвергают статистической обработке. Если при этом удастся рассматривать наблюдаемые структурные признаки по разным стадиям деформаций и по их рангу, то результатом может быть план деформаций и соответственно план напряжений для определенной стадии и определенного ранга структурных процессов. Обычно такой план деформаций и напряжений получается в приближенном виде: для осей сжатия и растяжения устанавливается некоторый доверительный интервал напряжений (подробнее см.: Гущенко, 1979).

ПРИМЕРЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

В заключение приведем два примера восстановления полей тектонических напряжений, описанные М. В. Гзовским.

В первом примере речь идет о большом разрыве, который протягивается вдоль хр. Каратау (Южный Казахстан) и разделяет осадочные породы среднего палеозоя на юго-западном крыле разрыва и кристаллические породы протерозоя на его северо-восточном крыле. Предполагалось, что разрыв представляет собой сдвиг с левым смещением. Необходимо было это проверить.

Вначале было построено то поле напряжений, которое должно было бы существовать в зоне разрыва, если бы он действительно был сдвигом с левым смещением (рис. 122, а). Затем по аэрофотоснимкам местности были трассированы все разрывы (рис. 122, б). Полевые наблюдения показали, что все эти разрывы вертикальны, и по ряду признаков было установлено, что они представляют собой разрывы скалывания. Используя правило о том, что биссектриса острого угла между разрывами скалывания является осью максимальных сжимающих напряжений, была построена схема действительно существовавших в зоне разрыва напряжений (рис. 122, в). Полученное распределение напряжений не похоже на то, которое требуется в случае сдвиговой деформации. Вместе с тем оно отвечает сжатию, направленному нормально к разрыву. Следовательно, предположение о сдвиге не оправдалось.

В качестве второго примера рассмотрена одна крупная антиклиналь, расположенная на юго-западном крыле того же разрыва. Требовалось установить, является ли эта структура складкой продольного или поперечного изгиба.

Ядро складки сложено песчаниками и глинистыми сланцами силура и нижнего и среднего девона, смятыми в крутые изоклинальные складки (рис. 123). На крыльях и своде антиклинали несогласно на предыдущих породах залегают красноцветные песчаники и покрывающие их известняки фамена, а также известняки турне. Эти слои изогнуты в антиклинальную складку сундучной формы: с плоским сводом и крутыми крыльями.

На плоском своде антиклинали в фаменских и турнейских отложениях были установлены крутые нормальные сбросы, разделившие свод на ряд горстов и грабенов. На северо-восточном крыле развита дополнительная дисгармоничная складчатость и прослеживается крупный, падающий на юго-запад крутой взброс, по которому ядро складки поднято относительно крыла. Крутое юго-западное крыло складки также осложнено взбросами, падающими на северо-восток. Кроме того, на крыльях наблюдаются пологие, почти горизонтальные трещины.

Восстанавливая по этим дислокациям поле деформаций, можно установить, что в своде антиклинали в слоях фамена и турне

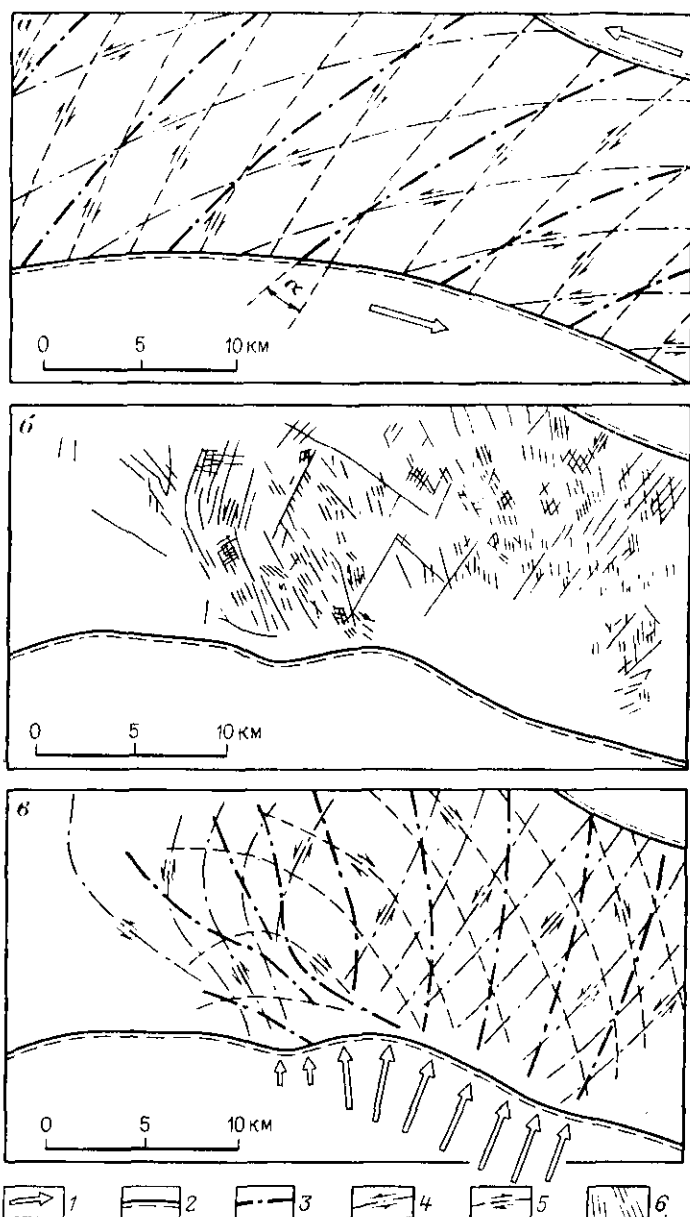


Рис. 122. Поле напряжений в зоне Каратауского разрыва (по М. В. Гзовскому):
 а — поле напряжений, которое должно было бы существовать, если бы разрыв был сдвигом; б — сетка разрывов по аэрофотоснимкам; в — поле напряжений, восстановленное по наблюдаемым разрывам; 1 — предполагаемые внешние силы; 2 — крупные разрывы; 3 — траектории максимальных сжимающих напряжений; 4 — траектории левых максимальных касательных напряжений; 5 — траектории правых максимальных касательных напряжений; 6 — наблюдаемые на аэрофотоснимках разрывы

действовали растягивающие напряжения, направленные горизонтально, и сжимающие напряжения, направленные вертикально; с последними напряжениями связаны взбросы, а также пологие

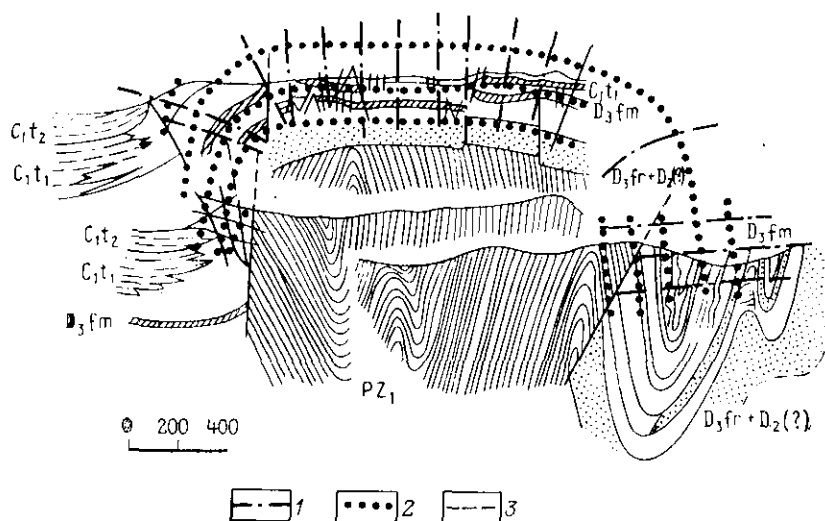


Рис. 123. Складка поперечного изгиба в хр. Каратау (по М. В. Гзовскому):

1 — траектории максимальных сжимающих напряжений; 2 — траектории максимальных растягивающих напряжений; 3 — разрывы

разрывы. Таким образом, выясняется, что фаменские и турнейские отложения изогнуты в складку поперечного изгиба: ядро, сложенное смятыми в изоклинальные складки силурийскими и девонскими отложениями, поднималось в виде горста, а соседние синклинали опускались в форме грабен, фаменские и турнейские слои на своде растягивались и растрескивались, и это вело к образованию в них нормальных сбросов. Наклон разрывов, окаймляющих антиклиналь, соответствует форме траекторий тех максимальных напряжений, которые, как мы видели, вызываются воздействием поднимающегося блока основания на покрывающие породы (см. рис. 121).

Наблюдаемая структура в целом образовалась по крайней мере в два приема. Сначала слои силура и нижнего и среднего девона были смяты в изоклинальные складки. Механизм образования этих складок здесь не рассматривается, но известно, что эти складки продольного изгиба. Затем, после того как на эти интенсивно смятые породы несогласно легли слои фамена и турне, блок древних пород испытал поднятие, что привело к образованию в более молодых породах складки поперечного изгиба.

МЕХАНИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Структурные формы различных типов не встречаются разрозненно. Они всегда сочетаются друг с другом, и их взаимоотношения подчиняются определенным закономерностям. Выявление последних составляет одну из важных задач геотектоники вообще и структурной геологии, в частности.

Сочетания структурных форм возникают в разных условиях и определяются разными причинами. Так, обычные сочетания, определяемые образованием различных структурных форм в единой механической обстановке, в едином поле тектонических напряжений, а различия между ними обусловлены либо неоднородностями среды, либо закономерным переходом одной формы дислокации в другую в процессе продолжающегося движения земной коры (например, смена пластической деформации вязким разрывом). Это *механическое сочетание структурных форм, их механический парагенез*.

Сочетания структурных форм могут быть обусловлены их исторической последовательностью. Когда на определенном участке деформации происходили неоднократно, суммируясь друг с другом, создается *историческое сочетание структурных форм*.

Наконец, сочетание структурных форм может проявиться в региональном плане. Существуют закономерности размещения различных структурных форм и их комплексов на поверхности материков, определяемые общими законами развития земной коры. Это *региональное сочетание структурных форм*.

Здесь мы рассмотрим лишь механическое сочетание структурных форм, поскольку только оно относится к предмету структурной геологии. Другие виды сочетаний — историческое и региональное — изучаются геотектоникой.

Под влиянием возникающих в земной коре напряжений образуются как пластические деформации (например, складки), так и разрывы. И те и другие могут быть образованы одновременно или последовательно под действием одних и тех же напряжений, сохраняющих свою ориентировку. Размер образующихся связанных и разрывных структур может быть самым различным: наряду с

крупными складками в сотни метров может возникать сантиметровая пloidчатость, и рядом с огромными разломами в сотни километров длиной, рассекающими всю земную кору, может образовываться мельчайшая трещиноватость или сланцеватость.

Возникновение под одними и теми же напряжениями различных по типу и размеру тектонических структур позволяет ставить вопрос об их механических парагенезах, т. е. о наборе структур, связанных друг с другом общностью механической обстановки. Последняя может определяться, например, горизонтальным сжатием того или иного участка земной коры. Если этот участок сложен горизонтально залегающими слоями, то парагенез будет состоять из складок, вытянутых перпендикулярно главной оси сжатия, из надвигов, а также из ряда других более частных структур, о которых речь будет идти ниже. Важно, что все эти структуры образованы при едином плане напряжений и деформаций и каждая структура в своем масштабе отражает один и тот же процесс сокращения горизонтальной поверхности.

Выделение механических парагенезов структурных форм представляет как теоретический, так и практический интерес. Оно позволяет судить, какие структуры являются родственными, образовавшимися в единой механической обстановке, а какие чужды этой обстановке и свидетельствуют, что данный участок земной коры в разное время находился под влиянием различно ориентированных напряжений. Наблюдая ввиду недостатка обнажений лишь частичную картину тектонических деформаций, но восстановив по этой неполной картине вероятную механическую обстановку образования последних, можно предугадать, какие еще типы структурных форм могут быть развиты на этом участке. Таким образом, представление о механических парагенезах составляет основу правильной интерпретации наблюдаемых структур и структурного прогноза. Последний имеет большое практическое значение, поскольку он позволяет предвидеть, какие структурные формы могут быть развиты в данной обстановке.

Все тектонические деформации в земной коре происходят в неоднородной среде. Неоднородности среды (т. е. всей коры в целом, горных пород, минералов) играют вместе с типом нагрузки принципиальную роль: они определяют ряд основных особенностей облика тектонических структур. Неоднородности, как мы видели, проявляются по-разному. Они могут быть выражены вариациями плотности деформируемых пород или вариациями их деформационных свойств. Они могут проявиться в несплошности среды, т. е. в разделении ее поверхностями облегченного скольжения на блоки, слои или зерна. Существенное значение имеют размеры выделенных такими поверхностями структурных элементов, их размещение в пространстве и их ориентировка по отношению к главным осям деформации. Часть неоднородностей уже существует до начала деформации. Другие возникают во время деформации. Все неоднородности могут менять свою ориентировку и свое значение во время деформации.

Нет возможности рассматривать здесь влияние на механические парагенезы всех форм неоднородностей в земной коре. Мы остановимся лишь на влиянии наиболее распространенного в земной коре типа неоднородностей, а именно слоистости горных пород. Слоистость характерна для осадочных, метаморфических и вулканогенных пород. Она проявляется и в некоторых интрузивных магматических породах. Это наиболее часто встречаемая особенность строения горных пород. К тому же она является обязательным условием для возникновения такой распространенной структурной формы, как складки.

Известно, что первичное залегание слоев осадочных и вулканогенных пород горизонтальное. Это позволяет нам ограничиться рассмотрением факторов, оказывающих влияние на тектонические деформации тех слоев, которые к началу деформации залегали горизонтально. Мы ограничиваем себя также и ориентировкой напряжений: мы принимаем, что главные оси напряжений направлены горизонтально и вертикально. Это ограничение соответствует ориентировке тектонических напряжений, чаще всего наблюдаемой в природе в суммарном виде. В среднем в крупных объемах земной коры такая ориентировка, несомненно, преобладает. Но в пределах малых ее объемов, к которым могут быть приурочены напряжения второго, третьего и более мелких порядков, напряжения могут иметь и иную ориентировку.

Слои могут находиться под влиянием поверхностных и объемных напряжений. Поверхностные напряжения вызывают деформации сжатия, растяжения или сдвига. Эти деформации могут быть направлены горизонтально или вертикально. В связи с этим можно выделить следующие механические обстановки (принимая во внимание те ограничения относительно характера неоднородностей, которые только что были указаны):

1. Горизонтальное сжатие.
2. Горизонтальное растяжение.
3. Горизонтальный сдвиг.
4. Вертикальный сдвиг.

Механическую обстановку, связанную с объемными напряжениями, вызываемыми силой тяжести, а также деформации, возникающие в этой обстановке, мы выделим, как

5. Течение.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ

Поскольку мы условились исходить из предположения, что перед деформацией слои залегали горизонтально, сжатие в этом случае должно быть направлено параллельно слоям. Мы уже знаем, что в подобной обстановке сжимаемые слои раньше или позже теряют устойчивость и изгибаются в складки, которые по усло-

виям своего образования являются складками продольного изгиба.

Процесс образования и развития складок продольного изгиба может быть разделен на четыре стадии:

- а) равномерного укорочения слоев;
- б) изгиба;
- в) послойного перераспределения материала;
- г) общего сплющивания.

Эти стадии уже были кратко рассмотрены в гл. 6. Если в первую стадию деформация носит однородный характер, то слои равномерно укорачиваются в горизонтальном направлении и их мощность соответственно равномерно возрастает. Выше было указано, какие свойства слоя определяют размер его равномерного укорочения, достигаемый до начала изгиба. Эти свойства — вязкость породы и толщина слоя. Чем меньше вязкость породы и чем больше толщина слоя, тем в большей мере проявляется равномерное укорочение слоя до того, как он потеряет устойчивость и изогнется в складки. Играть роль также контрасты вязкостей между соседними слоями. Если слой залегает между двумя другими слоями близкой вязкости, это способствует большему равномерному укорочению. Если слой окаймлен сверху и снизу средой со значительно меньшей вязкостью, то он раньше начнет изгибаться.

При наличии в слое неоднородностей увеличение его мощности в первую стадию продольного сжатия будет происходить неравномерно: в слое образуются местные утолщения. Они вызывают соответствующее изгибание соседних слоев. Такие деформации М. В. Гзовский называл складками сплющивания (рис. 124).

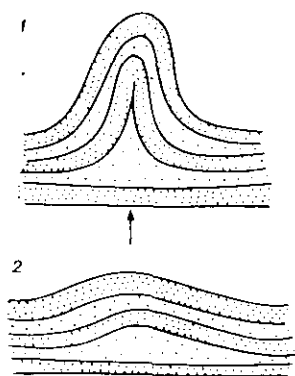


Рис. 124. Складки сплющивания (по М. В. Гзовскому):
1 — сильносжатые, 2 — слабосжатые

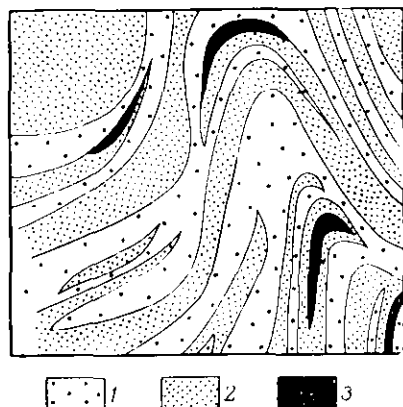


Рис. 125. Отслаивание слоев в замках складок продольного изгиба. Хр. Каратау (по М. В. Гзовскому):
1 — менее вязкие слои; 2 — более вязкие слои; 3 — линзы отслаивания

После потери устойчивости слои изгибаются в складки. От вязкости пород, от контраста вязкости между соседними слоями, от толщины слоев зависят форма и размеры образующихся складок. Имеет значение и трение между слоями: при изгибе слои скользят друг по другу, и от того, насколько свободно происходит это скольжение, зависит размер образующихся складок. Зная соответствующие параметры, можно рассчитать форму и размер образующихся складок (см. гл. 6), но только для самого начала процесса изгиба и при условии, что контрасты вязкости между слоями достаточно велики.

Вследствие скольжения слоев друг по другу каждый слой на крыле складки находится под влиянием пары сил: в кровле слоя сила направлена к замку антиклинали, в подошве — к замку синклинали. Это вызывает в слое напряжения сдвига, которые могут привести к образованию трещин как скалывания, так и отрыва. Об особенностях их расположения уже шла речь в предыдущей главе.

По мере того как слои на крыльях складок при изгибании становятся все более крутыми, растет составляющая сжимающего напряжения, направленная нормально к слоям. Это ведет к раздавливанию слоев на крыльях и выжиманию их материала в замки складок — антиклинальные и синклинали. Начинается стадия послонного перераспределения материала. Мощность слоев на крыльях уменьшается, а в замках увеличивается, и складки из концентрических превращаются в подобные.

В зависимости от сопротивляемости материала деформациям слои раздавливаются в разной степени. Наиболее податливые слои сильно текут, и их мощность на крыльях и в замках соответственно значительно уменьшается и возрастает. Слой может быть полностью пережат на крыльях, и его материал целиком сосредоточивается в замках в виде изогнутых линз. Здесь же образуются «линзы отслаивания», которые нередко заполняются материалом жильного типа, привнесенным со стороны или выжатым из соседних пород. Такие линзы могут содержать полезные минералы. Подобная форма скопления рудных и иных минералов характерна для зон развития складок продольного сжатия (рис. 125).

Жесткие слои на крыльях складок текут в меньшей мере или не текут совсем. Будучи зажаты между более текучими слоями, они находятся в состоянии растяжения и подвергаются разлинзованию и будинажу.

В слоях на крыльях могут образоваться разрывы, смещения по которым, в общем, отвечают растяжению. В замках складок слои, подвергнутые нагнетанию, могут быть смяты в дисгармоничные складки и расколоты трещинами, вызванными сжатием. Неравномерность раздавливания слоев на крыльях складок ведет к образованию и на самих крыльях чередования участков выжимания и нагнетания. В последних образуются местные скупивания материала, сминающегося в складки набегающие. Последние часто ошибочно считаются складками волочения, т. е. складками, вы-

званными в пластичном слое скольжением соседнего жесткого слоя к замку складки. Складки волочения, по-видимому, вообще механически невозможны, так как при простом сдвиге вещество не подвергается сжатию. Напротив, происходит его растяжение в направлении, косом к направлению пары сил.

В отличие от первой стадии, которая характеризовалась однородной деформацией, вторая и третья стадии отличаются деформацией неоднородной. Именно в эти стадии неоднородности строения толщ горных пород, различия в их деформационных свойствах сказываются наиболее сильно. Хотя общий план напряжений и деформации остается прежним — сжатие в горизонтальном направлении и увеличение размеров в вертикальном, это общее поле разбивается внутри слоистой толщи на большое число частных полей, каждое из которых, взятое отдельно, существенно отличается по ориентировке от общего. В этом можно было убедиться с помощью описанного выше эксперимента с кружками на боковых поверхностях слоев (см. рис. 120).

В течение третьей стадии некоторое время изгиб, скольжение слоев друг по другу и послойное перераспределение материала происходят параллельно. Однако постепенно относительная роль послойного перетекания возрастает, так как скольжение между слоями (вследствие роста составляющей сжатия, нормальной к слоям) становится все более затруднительным и, следовательно, затруднительным становится их изгиб.

Дальнейшее возрастание сжатия ведет к повышению жесткости всех пород. Это связано с их уплотнением, причем здесь действует механизм, ведущий ко все большему выравниванию деформационных свойств разных пород: например, менее плотные, т. е. относительно более рыхлые и пористые, породы сжимаются и уплотняются в большей мере, чем более плотные. И наступает момент, когда различия в свойствах слоев в значительной степени сглаживаются. Тогда наступает четвертая стадия. Она снова, как первая стадия, характеризуется тем, что вся толща слоев деформируется приблизительно однородно, сокращая свои размеры в горизонтальном направлении и увеличивая их в вертикальном. Однако, поскольку толща уже была смята в складки, результат этой однородной деформации сильно отличается от того, что наблюдалось в течение первой стадии.

Простое геометрическое построение показывает, что по мере общего горизонтального смятия всей толщи форма складок будет меняться, хотя скольжения слоев друг по другу и не происходит. Форма складок меняется просто потому, что слои, образуя тела, наклонные по отношению к главным осям деформации, в процессе последней меняют свою мощность и свой наклон. Из рис. 126 видно, что вместе с сокращением горизонтальных размеров смятой толщи и увеличением ее вертикальных размеров слои приобретают все более крутое залегание. Слои, падавшие под углом 45° , после горизонтального сжатия всей толщи вдвое и такого же удлинения в вертикальном направлении падают уже под

углом 75° , а мощность их уменьшается в 1,4 раза. После сжатия в четыре раза угол возрастает до 87° , т. е. практически слои становятся вертикальными, а мощность их уменьшается почти вдвое.

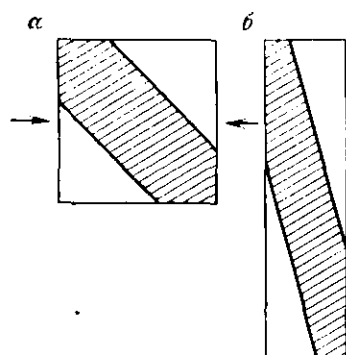


Рис. 126. Удлинение и изменение угла падения наклонного слоя при горизонтальном сокращении и вертикальном удлинении (схема):

а — первоначальное положение слоя; б — после горизонтального сокращения и вертикального удлинения на 100% (вдвое)

Следовательно, там, где слои испытали значительное горизонтальное сжатие, складки в них должны приближаться к изоклинальным при почти вертикальном залегании слоев. Перестройка рисунка

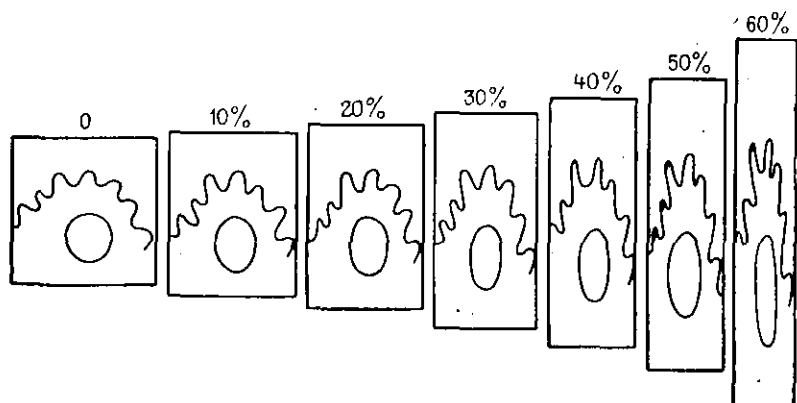


Рис. 127. Эксперимент с эластичной тканью, показывающий изменение формы и взаимного расположения складок при возрастающей деформации растяжения-сжатия (по Е. И. Паталахе). Проценты указывают размер деформации

складки заметна уже при сжатии на 20—30% (рис. 127). При любой первоначальной форме складки приближаются к изоклинальной форме при сжатии на 50—60%. В складчатых зонах такой размер сжатия часто встречается. В зонах, особенно сильно деформированных, сжатие достигает двукратного размера и больше.

Слои на крыльях изоклинальных складок залегают параллельно. В связи с этим возникает трудность в выявлении антиклинальных и синклиналиных складок, особенно если стратиграфи-

ческие соотношения слоев недостаточно известны. Чтобы преодолеть эту трудность, требуется находить замки складок. Однако, по мере того как складки все больше расплющиваются, замки их становятся все острее. К этому следует прибавить возможное полное выжимание на крыльях таких складок не только отдельных слоев, но и целых свит. Выжимание материала в направлении, нормальном к сжатию, ведет к нарушению непосредственной связи между крыльями и замками складок. Типичной становится структура, состоящая из моноклиально залегающих, разлинзованных и буднированных слоев, среди которых встречаются обрывки замков складок в виде изогнутых линз. Такие «крючки» указывают на то, что моноклиальное залегание слоев обманчиво: на самом деле оно скрывает в себе изоклиальную складчатость. Стадии расплющивания складок изображены на рис. 128. Из ри-

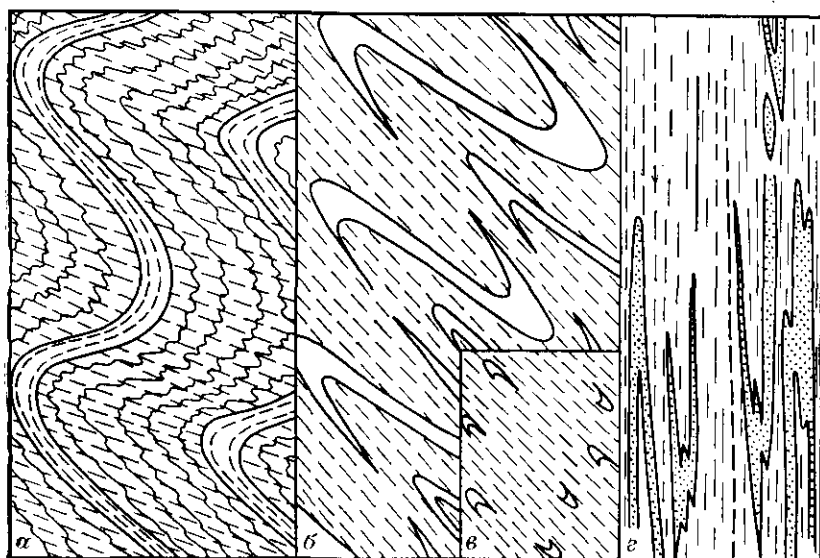


Рис. 128. Сильно раздавленные складки. Изменение облика складок, рисуемых слоями песчаника среди глинистых сланцев, по мере все большего раздавливания перпендикулярно к осевой плоскости (от а к г).

По Б. Кингу и Н. Расту

сунка видно, что при раздавленных изоклиальных складках общее залегание слоев не отвечает тому залеганию крыльев складок, которое в первую очередь бросается в глаза. Слои, многократно изгибаясь, протягиваются в целом полосами поперек видимого залегания всей толщи.

Для четвертой стадии развития складок продольного изгиба типично образование хорошо выраженного кливажа.

Происхождение кливажа изучается с середины XIX в., и ему посвящена огромная литература (см.: Гончаров, 1977). Исследо-

вались главным образом причины, приводящие к характерной для кливажированных пород плоскопараллельной текстуре. При этом высказывались две точки зрения: или плоскопараллельная текстура ориентирована параллельно ориентировке максимальных касательных напряжений, или она образуется в плоскости, нормальной к максимальным сжимающим напряжениям.

Правильна вторая точка зрения. Для того чтобы убедиться в этом, следует обратить внимание на характер деформации включений, наблюдаемый, по крайней мере, в некоторых кливажированных породах. Наблюдения неизменно показывают, что длинная ось деформации лежит в плоскости кливажа и направлена нормально к шарниру складки, а короткая ось нормальна к плоскости кливажа. Например, в предыдущей главе описывалось, как сферические оолиты превращаются в кливажированной породе в трехосные эллипсоиды с именно такой ориентировкой осей. Подобным же образом деформируются органические включения или конкреции. Отсюда следует, что кливаж образуется в обстановке сжатия, направленного нормально к плоскостям кливажа при максимальном удлинении, перпендикулярном шарниру складки. Поскольку кливаж в большинстве случаев параллелен осевой поверхности складки, сказанное означает, что сжатие при образовании кливажа было направлено нормально к осевой поверхности. Но это — то самое сжатие, которое лежит в основе образования вообще складок продольного изгиба, т. е. кливаж образуется тем же сжатием, которое ведет к смятию слоев в складки. Только поворот зерен и их ориентированная перекристаллизация под давлением по принципу Рикке могут создать такую текстуру.

Но в большинстве исследований упускалось из виду, что надо найти объяснение не только плоскопараллельной текстуре пород, но и разделению кливажированной толщи на пластины. На первый взгляд, трудно указать причину, которая заставила бы пластичную толщу пород разделиться на пластины, перпендикулярные оси сжатия. Это, однако, становится возможным, если учесть, что горные породы неоднородны и состоят из зерен с разными механическими свойствами. На эту сторону внимание обратила Н. Б. Лебедева (1976). Она указала, что, когда порода подвергается сжатию, слагающие ее зерна деформируются по-разному. Некоторые, более жесткие, сжимаются в направлении оси сжатия незначительно, другие, более податливые, расплющиваются больше и соответственно больше удлиняются в перпендикулярном направлении, проникая между соседними зернами, расталкивая их. Особая роль при этом принадлежит воде и газам. Включения воды и газов в породе в виде малых капель могут вести свое происхождение от того времени, когда порода еще была осадком на дне водного бассейна. Но вода и особенно газы могут появиться в порах породы и позже, в результате выделения воды из адсорбированного состояния или воды и газов из кристаллической решетки минералов, претерпевающих дегидратацию и дегазацию. Последние процессы вполне вероятны, так как кливаж образуется

всегда при несколько повышенной температуре в земной коре; он отвечает самой начальной стадии регионального метаморфизма, когда как раз происходит выделение воды из водосодержащих минералов.

Включения воды и газов представляют собой тела, обладающие по сравнению с твердыми минералами ничтожной сопротивляемостью деформации. Поэтому при сжатии породы они деформируются особенно сильно и, сплюсываясь в направлении оси сжатия, особенно далеко внедряются в окружающую среду, вонзаясь между твердыми зернами. Именно с этим разрезающим действием сплюснутых водных и газовых включений и следует связывать разделение породы на пластинки. К тому времени, когда мы наблюдаем кливаж, вода и газы из разделов между пластинками уже ушли. Но признаком их бывшего присутствия остаются налеты железистых и других солей на поверхности кливажных пластин.

По-видимому, не существует принципиальной разницы между кливажем течения и кливажем раскола. Просто первый возникает в наиболее тонких породах — глинах, аргиллитах, а второй приурочен к более грубым породам, например к песчаникам, в которых размеры зерен препятствуют образованию очень тонких микролитов.

Как указывалось выше (см. гл. 3), с переходом от одного слоя к другому, если слои сложены разными породами, наблюдается преломление кливажа. Из кливажа осевой плоскости он становится веерообразным. Особенно характерен прямой веерообразный кливаж, расходящийся вверх в антиклиналях.

Преломление кливажа, несомненно, связано с тем, что слои сложены породами с разными деформационными свойствами. И. Б. Лебедева дает такое объяснение этому явлению. Плоская ориентировка зерен начинает возникать очень рано, в течение первой стадии продольного сжатия слоев, когда последние еще лежат горизонтально и общее сжатие не превышает 10%. Эта плоская ориентировка зерен направлена нормально к плоскости слоев. А когда затем, в следующую стадию деформации, слои изгибаются в складки, положение плоскостей ориентировки зерен складывается как результат сочетания двух одновременных механизмов: один из них, связанный с продолжающимся горизонтальным сжатием, имеет тенденцию удерживать ориентированную текстуру в положении, нормальном к сжатию, т. е. параллельно осевой поверхности растущей складки; другой, вызванный увеличивающимся наклоном слоев, стремится развернуть ориентировочную текстуру веерообразно. В наиболее пластичных слоях, в которых поворот и перераспределение зерен происходят относительно легко, первый процесс доминирует и кливажные поверхности все время сохраняют свое положение, параллельное осевой поверхности складки, несмотря на изменение наклона слоев. В более жестких слоях второй процесс проявляется с тем большей силой, чем тверже порода. В таких породах ориентированные

текстуры поворачиваются следом за поворотом слоев и угол поворота может служить мерой для определения относительной пластичности данного слоя по сравнению с другими.

Механизм образования кливажа был воспроизведен Н. Б. Лебедевой методом моделирования. Исходя из представления о роли неоднородности горных пород в образовании кливажа, образцы составлялись из смеси порошка канифольи с каплями машинного



Рис. 129. Разрез деформированного образца с ориентированной текстурой, созданной расплюснутыми капельками, и с ослабленными поверхностями скольжения (по Н. Б. Лебедевой). Стрелки — направления сжимающих усилий (рисунок по фотографии)

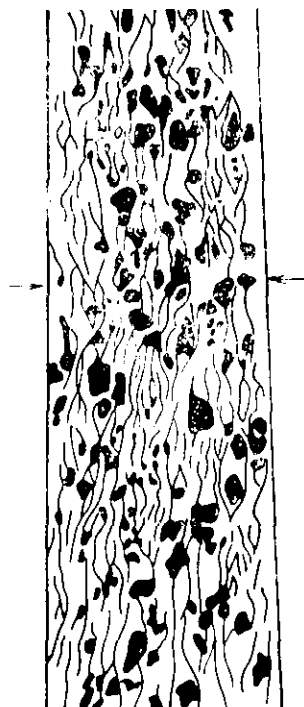


Рис. 130. Зерна малой вязкости, расплющиваясь, сливаются, образуя ослабленные поверхности, изгибающиеся в обход вязких (черные) почти не деформированных зерен (по Н. Б. Лебедевой). Модель (рисунок по фотографии)

масла. Вязкость порошка была 10^5 Па·с, вязкость масла — 10^2 Па·с. Порошок засыпался в прибор слоями и спрессовывался нормально к слоистости. Строение каждого слоя становилось рез-

ко неоднородным — в него входили разной величины и различно скрепленные агрегаты зерен, отдельные зерна, а также поры, заполненные воздухом. Полученные образцы сжимались продольно, до укорочения их в горизонтальном направлении в 3–4 раза и такого же удлинения в вертикальном направлении. При этом оказывалось, что деформация отдельных наименее вязких зерен и пузырьков воздуха во много раз превосходила деформацию всего образца: они удлинялись вдоль длинной оси деформации более чем в 10 раз. В результате создавалась текстура, ориентированная перпендикулярно оси сжатия и слоистости (рис. 129). Раздавливаемые зерна вклинивались между более жесткими, практически недеформированными зернами и разделяли слои ослабленными поверхностями на пластины, подобные пластинам кливажа с общей ориентировкой, нормальной к оси сжатия (рис. 130).

Эксперименты показали, что развитие ориентированной текстуры и кливажных поверхностей при дальнейшем сжатии происходит в соответствии с развитием деформации всего образца и его отдельных слоев — продолжающегося расплющивания толщи и

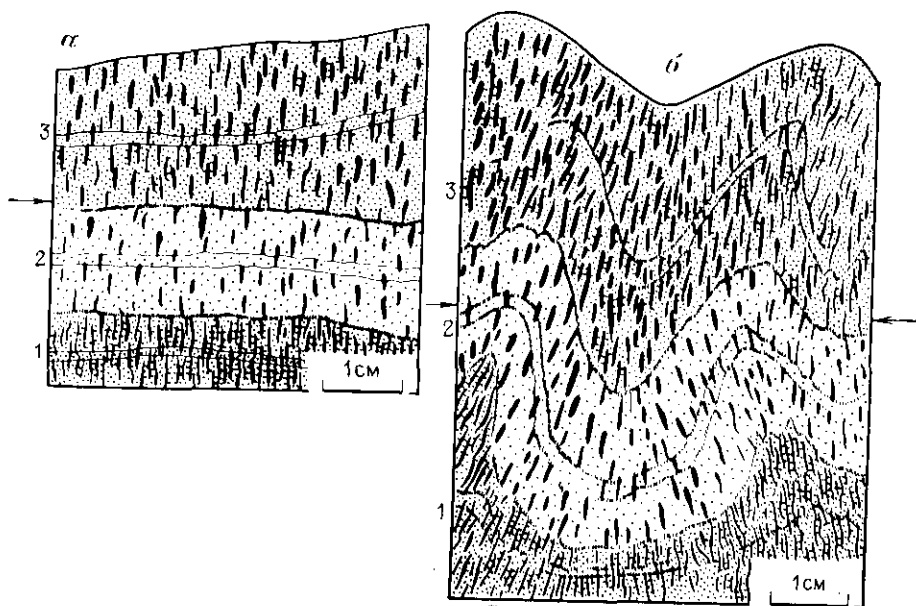


Рис. 131. Развитие и перестройка кливажа в зависимости от степени и характера деформации модели (рисунок по фотографии И. Б. Лебедевой): *а* — образец сжат на 25%; слои (1, 2, 3) уплотнились, но остались горизонтальными; отдельные зерна расплющились, образовав зачаточную текстуру кливажа, нормальную к оси сжатия и к слоистости; *б* — образец сжат на 35%; вязкий слой (2) деформировался путем изгиба; расплющенные зерна образовали веер; менее вязкие слои (1 и 3) деформировались преимущественно путем расплющивания; ориентировка зерен в них сохранилась близкой к нормальной к оси сжатия

изгиба слоев. Мягкие слои преимущественно расплющиваются, и кливаж в них продолжает развиваться, как и на первых стадиях деформации, нормально к оси сжатия (рис. 131, а). Более жесткие слои, теряя устойчивость, начинают изгибаться в складки, и вместе с поворотом слоев поворачивается и наметившийся в них кливаж (ориентированная текстура и плоскости раздела) (рис. 131, б). Преобладание в слое того или другого процесса зависит от свойств материала деформируемых слоев и от стадии и местных условий деформации.

Связь кливажа течения с расплющиванием породы подкрепляется наблюдениями над пегматитовыми складками. Если до образования кливажа или на начальных стадиях его развития в толще глинистых сланцев имеются тонкие жилы кварца, аплита, пегматита или кальцита, секущие к направлению кливажа, они сминаются в мелкие складки, осевые поверхности которых лежат в плоскости кливажа (рис. 132). Это и есть пегматитовые склад-



Рис. 132. Пегматитовые складки, образованные кварцевыми жилами в сланцах. Силура. Австралия (по Д. Р. Грейю)

ки. Они указывают на то, что поперек кливажа произошло сжатие. Измерение длины смятой жилы позволяет приблизительно определить величину сжатия кливажированной толщи пород. Такие измерения показывают, что в зависимости от состава пород

хорошо выраженный кливаж образуется при сжатии уже от 20 (в глинах) до 50% (в песчаниках).

Следует отметить, что в связи с кливажем, сопровождающим складки, многие авторы в своих классификациях выделяют складки скалывания. Это складки, пронизанные кливажем осевой поверхности, о которых предполагается, что они образовались не путем продольного изгиба, а в результате относительного смещения микролитонов без существенного продольного сжатия. Моделью таких складок может служить поставленная вертикально колода карт, в которой карты последовательно смещены относительно друг друга вверх и вниз. Однако едва ли можно представить себе механизм, который приводил бы к периодически повторяющимся на площади правильным волнам в смещениях микролитонов. Поэтому нет оснований выделять этот тип складок. Кливаж хотя и образуется раньше складок, но развивается одновременно с ними.

Наблюдаемые в некоторых случаях смещения между микролитонами, приводящие, например, к кливажу скольжения, с его чередованием микроскопических флексур с полосами недеформированной породы, связаны, по-видимому, с неравномерным расплющиванием микролитонов, при котором они беспорядочно проскальзывают друг по другу.

Обратный всеообразный кливаж, как указывалось, развивается в относительно тонких пластичных слоях, залегающих между толстыми жесткими слоями. Его ориентировка представляет собой результат суммирования двух процессов: раздавливания в направлении, нормальном к осевой плоскости складки, и выжимания вдоль слоя.

Следует, однако, отметить, что в проблеме типов и условий образования кливажа еще много неясного, и эта очень интересная структура будет еще долго изучаться.

Горизонтальное сжатие в земной коре приводит обычно к развитию не единичных складок продольного изгиба, а серии их, расположенных параллельно и образующих в совокупности полную, или голоморфную, складчатость.

Помимо мелких внутрислойных разрывов, о которых упоминалось выше, образуются и более крупные разрывы разного масштаба. Они связаны с общим полем напряжений горизонтального сжатия и вертикального удлинения. Из разрывных смещений для этой обстановки характерны надвиги. Сопровождая складки продольного изгиба, они принимают на себя часть горизонтального укорочения деформируемого участка земной коры.

Надвиги — результат скалывания. Поскольку надвиг пересекает породы с разным углом скалывания, его поверхность становится волнистой. На положение ее оказывают влияние любые неоднородности в составе и структуре пород.

Ряд особенностей проявления надвигов связан с их вязким происхождением: надвиги образуются в процессе постепенной концентрации пластического течения и в своем положении зависят от

направления последнего. Эти особенности можно заметить, если переходить от участков с незначительным развитием надвигов к местам их большего развития, прослеживая надвиги по простиранию, наблюдая их взаимоотношение со складками. При этом могут быть установлены стадии развития надвигов, сопровождающих складки продольного изгиба.

Первым шагом к образованию надвига является наклон складки и ее опрокидывание. Следующая стадия состоит в том, что на опрокинутых крыльях слои сильно растягиваются и утончаются. Здесь появляются сначала маленькие отдельные разрывы, почти параллельные слоям. Они постепенно объединяются во все более крупные разрывы со смещениями надвигового характера. По мере того как разрывов становится все меньше, амплитуды смещений растут, и в конце концов надвигание у каждой складки концентрируется на одной или малом числе поверхностей. Образуется «чешуйчатая структура», в которой серия опрокинутых антиклинальных складок надвинута друг на друга, тогда как синклинали оказываются в значительной степени срезанными (см. рис. 55).

В этой последовательности отражается процесс концентрации пластического течения, приводящий в конце концов к вязкому разрыву. Опрокидывание складок является результатом определенной стадии такой концентрации. Внутри горизонтально сжимаемой толщи пород, в которой уже образовалась серия прямых складок, появляются наклонные (около 45°) полосы концентрированного пластического течения. Это течение вызывает перестройку формы складок, которые из прямых становятся наклонными. А дальнейшая концентрация течения приводит к образованию надвигов. Положение последних уже было предопределено, таким образом, первыми полосами концентрированного течения.

Комбинация антиклинальной складки и надвига иногда называется складко-надвигом. Амплитуда надвигов, связанных с отдельными складками, максимальна около наибольшего воздымания шарнира антиклинали. К погружению шарнира амплитуда обычно уменьшается и может сойти на нет, разделившись перед этим между несколькими более мелкими разрывами.

Простирание надвигов в целом параллельно складкам, хотя обычно оно характеризуется некоторой волнистостью.

Е. И. Паталаха в своих исследованиях выдвинул идею, согласно которой взаимоотношение между складками и разрывами обратное: разрывы образуются до складок и определяют местоположение и форму последних (Паталаха, Гиоргобнани, 1975). Подобные взаимоотношения, действительно, в некоторых случаях наблюдаются. Существуют складки, которые так и называются приразломными. Приуроченность их к разрывам обусловлена тем, что породы вблизи разломов разрыхлены и особенно податливы к деформациям. Наиболее ярко эта связь складок с разрывами выражена в зонах смятия, сопровождающих глубинные разломы. Однако в огромном большинстве случаев, все же разрывы следуют за складками, а не наоборот.

Помимо надвигов, связанных с отдельными складками, существуют и гораздо более крупные «секущие» надвиги, соответствующие группам складок продольного изгиба.

Надвиги в дальнейшем могут сминаться в складки и пересекаться последующими разрывными смещениями. В таких случаях первичное положение сместителей может быть сильно изменено.

При горизонтальном сжатии в земной коре образуются не только надвиги, но и сдвиги. Во-первых, они могут явиться результатом того, что сжатие неравномерно распределено на площади и два соседних участка сжаты в разной степени. Между ними может образоваться разрыв, смещение по которому будет иметь характер сдвига. Такие сдвиги направлены по оси тектонического сжатия и, следовательно, пересекают складки поперек.

Во-вторых, сдвиги могут произойти по разрывам скалывания, простирающимся косо (под углом 45° или меньше) по отношению к оси сжатия. Эти разрывы, как и надвиги, принимают на себя часть общего сжатия. Если надвиги представляют собой результат скалывания, при котором размеры данного массива пород сокращаются в горизонтальном направлении, а удлиняются в вертикальном, то косые сдвиги являются скалыванием, при котором и сокращение и удлинение происходят в горизонтальных направлениях: первое поперек, второе по простирацию складок.

Из предыдущего видна вся сложность процессов, происходящих в земной коре в обстановке ее горизонтального сжатия. Хотя в слоистых горных породах образование складок в этих условиях представляет собой главный процесс, оно сопровождается множеством других явлений, развивающихся в разных масштабах, наложенных друг на друга. Здесь и явления, происходящие в масштабе складки (изгиб слоев, образование надвигов), и в масштабе слоя (выжимание и нагнетание материала, скольжения между слоями), и в масштабе зерен (кливаж). А с другой стороны, происходят явления и значительно более крупные, такие, как образование «секущих» надвигов и сдвигов, общих для целых пучков складок. Вся эта разномасштабность неоднородностей среды ведет к расщеплению единого общего поля напряжений на множество частных полей разного порядка.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ

Растяжение того или иного участка земной коры тектоническими силами, приложенными к нему извне, приводит обычно к образованию разрывов и смещению по ним. Разрывами, сопровождающими горизонтальное растяжение земной коры, могут явиться раздвиги, образующиеся на основе отрывов, и нормальные сбросы, представляющие собой результат скалывания. Чаще всего

растяжение реализуется в образовании именно нормальных сбросов.

Размер горизонтального растяжения S при образовании нормальных сбросов связан с их вертикальной амплитудой смещений H и углом падения сместителя α выражением

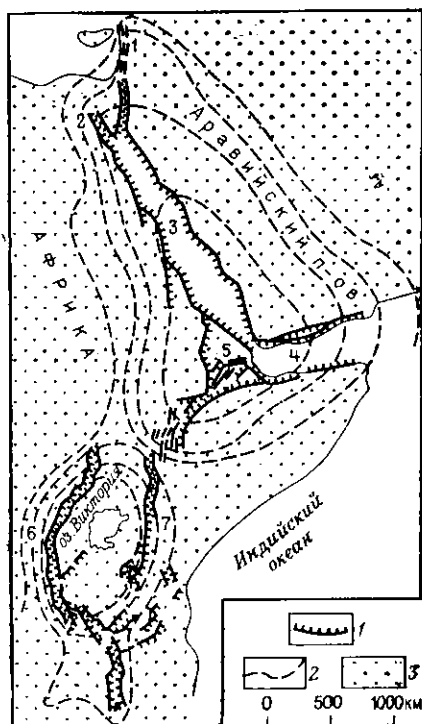
$$S = \frac{H}{\operatorname{tg} \alpha}.$$

В большинстве случаев угол падения сместителя крупных сбросов регионального характера бывает около 60° , т. е. угол скалывания для верхней части земной коры равен 30° . Это означает, что размер растяжения приблизительно в 1,7 раза меньше вертикальной амплитуды сброса.

Поскольку обычно в зоне растяжения образуется серия сбросов, сбросы, наклоненные навстречу друг другу, объединяются в грабены, а между сбросами, направленными врозь, возникают горсты. Перераспределение напряжений в земной коре в связи с образованием сбросов содействует большему опусканию грабенов и соответственно большему поднятию горстов (см. гл. 6).

Рис. 133. Восточно-Африканская система рифтов (по Г. Клоосу):

1 — сбросы; штрихи в сторону опущенного крыла; 2 — условные изогинсы, обрисовывающие два больших свода: Судано-Аравийский (или Эритрейский и Восточно-Африканский; 3 — суша. Грабены, входящие в состав системы рифтов: 1 — Мертвого моря; 2 — Суэцкий; 3 — Красного моря; 4 — Аденского залива; 5 — Эфиопский; 6 — западная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта; 7 — восточная ветвь собственно Восточно-Африканского рифта («рифт Грегори»)



В зависимости от размера территории, охваченной растяжением, сбросы и их сочетания могут быть выражены в самых различных масштабах.

Крупнейшие структуры растяжения, состоящие из ряда сложных грабенов и горстов, измеряются в длину тысячами, а в ширину сотнями километров. Они носят название *рифтов*. Огромный континентальный Аравийско-Африканский рифт протянулся более чем на 6000 км от Мертвого моря на Ближнем Востоке до устья

р. Замбези в Восточной Африке, а в наиболее широкой своей части — в области больших Восточно-Африканских озер — он достигает в ширину 1000 км. Этот рифт состоит из многих отдельных грабенов со ступенчатыми бортами, кулисообразно подставляющих друг друга, ветвящихся и то расширяющихся, то сходящихся на нет (рис. 133). Это молодые структуры: их формирование началось не раньше конца олигоцена, шло в течение всего неогена и продолжается до сих пор, о чем свидетельствуют землетрясения и вулканические извержения. Ширина крупных грабенов достигает 30—40 км, но они осложнены многими более мелкими грабенами и горстами. Амплитуды крупных грабенов 3—4 км.

Несколько проще построены Рейнский и Байкальский рифты. Но и они разделяются на ряд сопряженных грабенов и горстов разного масштаба (рис. 134, 135). Эти структуры также очень молоды: Рейнский рифт начал формироваться с конца эоцена, Байкальский — только в плиоцене.

Поряду с такими огромными структурами растяжения широко распространены значительно более мелкие, выраженные отдель-

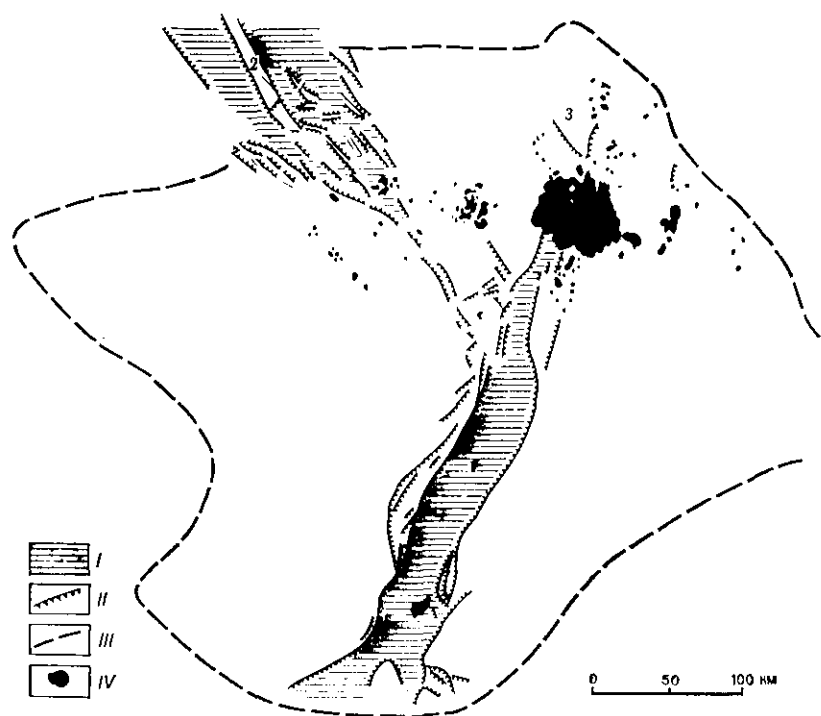


Рис. 134. Схема Рейнского рифта (по Г. Клоосу):

I — грабены (1 — Верхнерейнский, 2 — Нижнерейнский, 3 — Гессенский); II — сбросы; III — контур Рейнского свода; IV — области неоген-четвертичного вулканизма

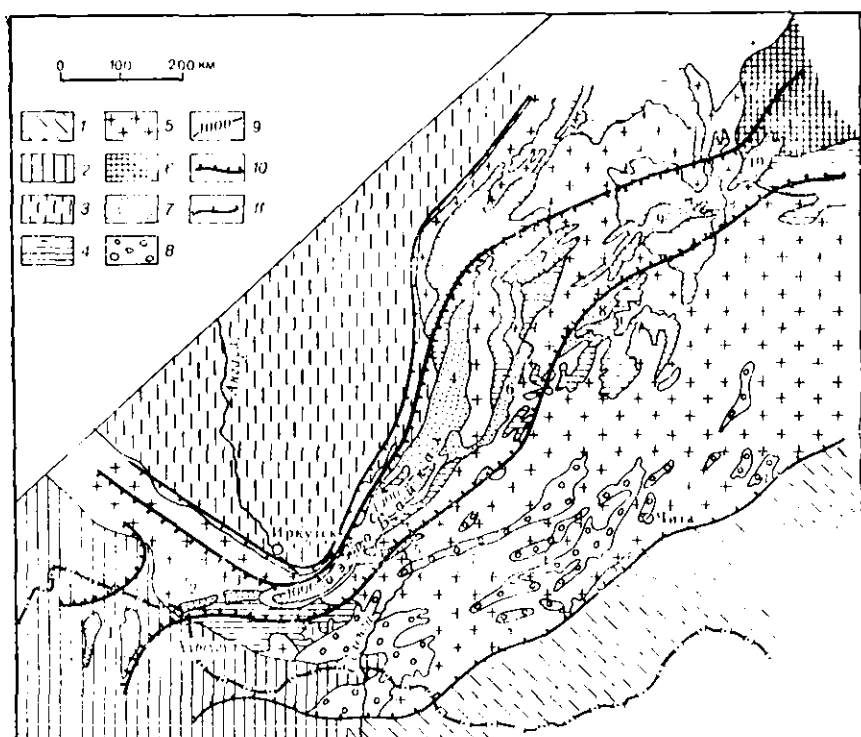


Рис. 135. Схема Байкальского рифта (по Н. А. Логачеву):

1 — зона герцинской складчатости; 2 — зона каледонской складчатости; 3 — древняя платформа — нижнепалеозойские отложения; 4 — протерозойские осадочные и метаморфические породы; 5 — протерозойские гранитоиды; 6 — зона архейской складчатости; 7 — грабены Байкальского рифта; 8 — грабены в зоне эпимезозойской активизации; 9 — изолинии глубины 1000 м в оз. Байкал. Границы зоны неотектонического поднятия: 10 — до 3000 м; 11 — до 2000 м.

Грабены Байкальского рифта: 1 — Косогольский; 2 — Терский; 3 — Тункинский; 4 — Байкальский; 5 — Нижнеселенгинский; 6 — Баргузинский; 7 — Верхнеангарский; 8 — Баунтовский; 9 — Муйский; 10 — Чарский

ными грабенами растяжения или небольшими группами грабенов и горстов.

Характерно, что многие структуры растяжения разных масштабов приурочены к участкам и зонам поднятия земной коры: к куполам, валам, антеклизам, антиклинориям и пр. Это дает повод предположить, что растяжение земной коры в таких случаях вызывается ее выгибанием под влиянием силы, направленной вертикально вверх. Если перед этим земная кора была горизонтальна, то при выгибании ее поверхность увеличивается и, следовательно, растягивается.

Например, огромный Аравийско-Африканский рифт образовался вдоль не менее огромного по площади и протяженности поднятия, которое сформировалось в начале палеогена на всем протяжении от Ближнего Востока до устья р. Замбези. Поднятие состоит из двух частей: из сводового поднятия в районе Красного моря, называемого Эритрейским (или Судано-Аравийским), и аналогичного поднятия южнее - Восточно-Африканского. Сводовые поднятия имеют поперечники в несколько тысяч километров и амплитуду поднятия в центре по кровле кристаллического основания 5—6 км. Соответственно и рифт разделяется на две системы грабен: Эритрейскую и Восточно-Африканскую, приуроченные к соответствующим поднятиям. Между ними имеется некоторая перемычка, где грабены выклиниваются.

Рейнский рифт образовался на своде поднятия, которое в мезозое объединяло современные Вогезы и Шварцвальд и имело несколько сотен километров в поперечнике (см. рис. 134). К неотектоническому поднятию приурочен и Байкальский рифт (см. рис. 135).

Причинная связь этих и других структур растяжения с поднятиями земной коры подтверждается и тем, что рифты занимают определенное положение на поднятиях. Рифт не выходит за пределы соответствующего поднятия, протягивается обычно вдоль его оси, а на своих окончаниях, приближаясь к периклинали, заканчивается характерными «раструбами». Такие раструбы можно видеть, например, на северном и южном окончаниях Эритрейского рифта. Северный раструб образует заливы Акаба и Суэцкий и Синайский полуостров между ними. Южный раструб — это Аденский залив и Эфиопский грабен. А основная часть рифта совпадает с Красным морем и протягивается вдоль оси Эритрейского поднятия.

На рис. 136 дано сопоставление Эритрейского и Рейнского рифтов. Они изображены в разных масштабах: первый из них в мас-

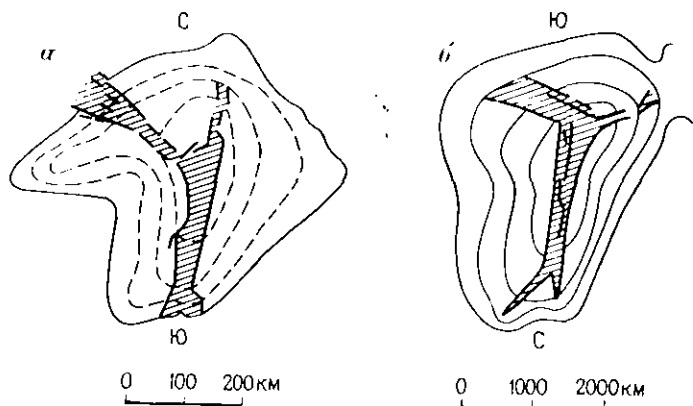


Рис. 136. Сравнение Рейнского (а) и Эритрейского (б) рифтов (по Г. Клоосу). Условные изолинии оконтуривают сводовые поднятия

штабе, уменьшенном почти в 10 раз по сравнению с масштабом Рейнского рифта. Кроме того, на схеме Эритрейского рифта север расположен внизу. Это сопоставление ясно указывает на единый механизм образования этих рифтов и одинаковую связь их с соответствующими поднятиями.

Связь формы и положения рифта с формой поднятия зависит от распределения растягивающих напряжений. На круглых поднятиях преобладают радиальные и концентрические разрывы (рис. 137, а). В наиболее высокой части поднятия, если оно имеет удлиненную (брахиантклипальную) форму, максимальные растягивающие напряжения направлены перпендикулярно оси поднятия, поэтому рифт и протягивается вдоль этой оси. На периклиналях растягивающие напряжения образуют дугу, окаймляя погружающийся конец поднятия. Таким распределением напряжений обуслов-

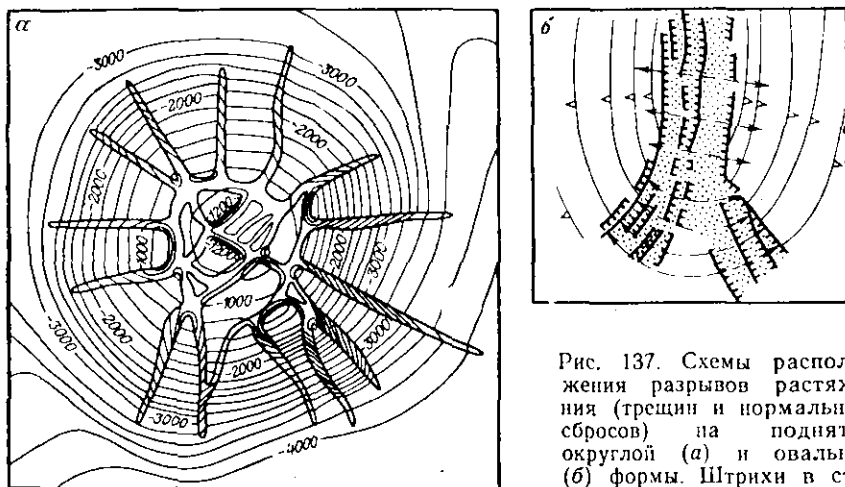


Рис. 137. Схемы расположения разрывов растяжения (трещин и нормальных сбросов) на поднятии округлой (а) и овальной (б) формы. Штрихи в сторону наклона сместителя

лены растрескивания на окончаниях рифтов (рис. 137, б). Но это не означает, что во всех подобных случаях размер растяжения, связанный с выгибом земной коры, достаточен, чтобы объяснить амплитуду сбросов в рифте. В описываемых наиболее крупных рифтах ее как раз недостаточно. Можно рассчитать, что выгибы Эритрейского и Восточно-Африканского сводов вызывают растяжение земной коры всего-навсего на 200—300 км. А для того чтобы объяснить амплитуду Восточно-Африканских грабенов, необходимо растяжение в несколько километров. Следовательно, надо предположить, что имеется еще какая-то иная, глубинная, причина растяжения земной коры, а роль напряжений, вызываемых ее выгибанием, состоит главным образом в определении места и простиранения рифта. Выгибание коры ведет к закладыванию рифта, а дальнейшее его растяжение вызывается другой причиной.

Во многих других случаях, когда структуры растяжения образуются на поднятиях относительно малой площади — на сводах глыбовых складок (валов, куполов), в верхнем комплексе диапировых куполов — такого расхождения между размером растяжения, связанного с выгибанием слоев, и амплитудой сбросов нет. Поэтому такие структуры можно считать полностью причинно связанными с выгибанием. Они будут рассмотрены ниже в разделе о структурных парагенезах, связанных с вертикально направленными сдвигами в земной коре.

Как указывалось, растяжение земной коры приводит также к возникновению раздвигов. К самому большому из известных на континентах раздвигов, образовавшихся в результате происшедшего в земной коре отрыва, приурочена Большая Дайка Зимбабве. Она имеет длину свыше 500 км и ширину местами до 10 км. Образовавшийся в результате отрыва канал заполнен интрузией основных и ультраосновных пород. Большая Дайка имеет раннепротерозойский возраст и пересекает различные магматические и метаморфические породы докембрия. Долеритовая дайка в Канской провинции (ЮАР) имеет длину 24 км при ширине 1600 м.

Широко распространены дайки значительно меньшего размера: шириной в десятки метров и меньше, протяженностью в километры и сотни метров.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СДВИГА

Насколько широко в земной коре континентов встречается такая обстановка, не вполне ясно. Относительные горизонтальные смещения в земной коре устанавливаются значительно менее уверенно, чем вертикальные, из-за того, что часто отсутствуют бесспорные реперы, которые позволили бы судить о размере горизонтального смещения. Это особенно относится к наиболее крупным сдвигам. Если для сдвигов с малой амплитудой реперами могут быть смещения в горизонтальном направлении дайки, другие интрузивные тела или крутозалегающие слои, то, когда предполагается амплитуда смещения в десятки и сотни километров, подобные реперы становятся крайне ненадежными, так как в таких случаях не представляется возможным уверенно идентифицировать дайки, интрузии или слои, находящиеся по разные стороны от разрыва.

Классическим примером крупного сдвига является разлом Сан-Андреас в Калифорнии (США). Он протягивается почти параллельно берегу Тихого океана от г. Сан-Франциско на севере до Калифорнийского залива на юге. На суше его протяженность достигает 800 км. Под острым углом он пересекает крупные структуры Южной Калифорнии: поднятие Берегового хребта, прогиб Ка-

лифорнийской Долины и частично срединный массив Кордильер (рис. 138). Разлом выражен полосой раздробленных пород шириной до 1 км и хорошо выделяется в рельефе. Этот разлом привлек к себе внимание после катастрофического землетрясения 1906 г., разрушившего г. Сан-Франциско. Землетрясение было связано с

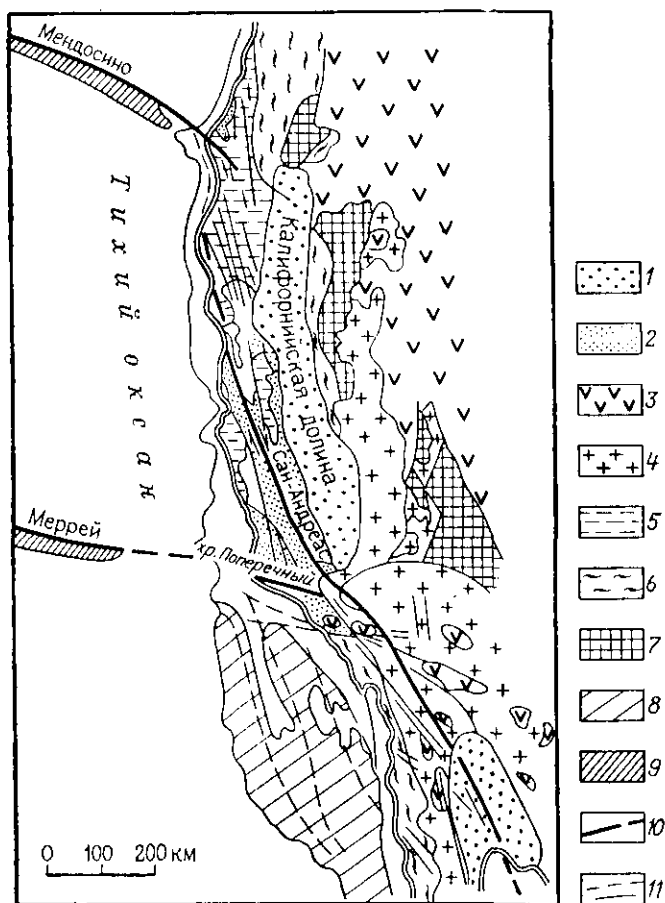


Рис. 138. Геологическая схема Калифорнии (по обзорной геологической карте):

1 — юрские, меловые и главным образом палеогеновые и неогеновые отложения молодых тектонических депрессий; 2 — юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения Берегового хребта; 3 — наземные вулканогенные палеогеновые и неогеновые породы; 4 — гранитный позднеюрский батолит; 5 — юрская офиолитовая (францисканская) формация Берегового хребта; 6 — триасовая офиолитовая формация; 7 — палеозойские породы; 8 — подводное краевое плато; 9 — подводные гряды; 10 — главные разломы; 11 — второстепенные разломы

правым горизонтальным смещением по разлому, причем в некоторых местах амплитуда мгновенного смещения достигла 7 м. Было установлено, что по этому разлому и раньше — в XIX в. — происходили сдвиговые смещения, вызывавшие землетрясения. Происходили землетрясения и в XX в., однако не столь сильные, как в 1906 г. Во всех случаях смещения по разрыву были правые. На некоторых участках этого разрыва сейчас отмечаются правые горизонтальные смещения, которые происходят не толчками, а путем медленного непрерывного смещения со скоростью нескольких миллиметров в год.

Поиски более ранних смещений показали, что долины четвертичного возраста, пересекающие разлом, состоят обычно из двух отрезков, смещенных относительно друг друга вправо по разлому с амплитудой до 1 км. Это явление указывает на то, что уже с начала четвертичного времени смещения по разлому происходили и их суммарная амплитуда достигла 1 км. Обнаружение еще более древних смещений потребовало обращения к геологии коренных пород местности. Но тут реперы становятся малонадежными. Естественно, что вокруг вопроса об амплитуде сдвига разгорелась дискуссия, во время которой назывались разные амплитуды и разное время начала движения. В конце концов было признано, что достаточно обоснованной является амплитуда в 240 км, а начало движения было отнесено на конец миоцена. Основной аргумент в пользу этого вывода — наличие грубых конгломератов верхнего миоцена, развитых на одном участке к западу от разлома. Они могли образоваться лишь в непосредственной близости от своего источника, а единственный подходящий источник находится в 240 км к югу от этого участка по другую сторону разлома. Однако есть исследователи, которые этот вывод оспаривают, указывая на то, что некоторые складчатые и разрывные структуры пересекают разлом Сан-Андреас без каких-либо крупных смещений. Так что указанная амплитуда сдвига остается спорной.

Крупный сдвиг — Грейт Глен — обнаружен в каледонской складчатой зоне Шотландии. Здесь предполагается левое смещение на 100 км. Это основано на гипотезе, что два гранитных массива, находящиеся сейчас на указанном расстоянии друг от друга и по разные стороны от разлома, первоначально составляли единый массив, который был разрезан сдвигом на две части. Смещение должно было произойти в конце раннего палеозоя и закончиться к началу девона, красноцветные отложения которого перекрывают разлом и им не смещаются. Однако трудно твердо доказать, что два гранитных массива не просто сходны по своим породам и не образовались независимо друг от друга.

В Советском Союзе самым большим сдвигом считается Таласо-Ферганский в Средней Азии. Длина его около 400 км. В северной своей части он разделяет каледонскую и герцинскую складчатые зоны Тянь-Шаня, а южнее косо пересекает широтные складчатые структуры и тектонические зоны Центрального Тянь-Шаня. Эти структуры через разлом не протягиваются. Однако было ука-

зано, что продолжение их может быть найдено, но с правым горизонтальным смещением на 200 км. Сдвиг должен был произойти после ранней перми и до юры. В четвертичное время правое смещение возобновилось и привело к излому пересекающих ущелий с амплитудой смещения 30—50 м. И в этом случае могут быть высказаны сомнения в правильном определении палеозойского сдвигового смещения в 200 км. Например, на продолжении разлома к северу, в хр. Каратау, сдвиг не устанавливается. И тогда остается неясным, как на столь малом расстоянии — в несколько сотен километров — могла быть поглощена указанная амплитуда.

Все перечисленные тектонические сдвиги принадлежат к категории глубинных разломов. Аналогичные разломы, в строении которых были отмечены признаки сдвиговых смещений с предполагаемой амплитудой в десятки километров, были специально исследованы в Казахстане и Средней Азии (Суворов, 1968). Изучение показало, что по одному и тому же глубинному разлому смещения многократно возобновлялись, при этом направление их менялось. Обычно разлом начинал свою жизнь в виде взреза или сброса, т. е. вертикальные смещения вначале преобладали. Затем они сменялись преимущественно горизонтальными смещениями, причем правые и левые смещения могли неоднократно чередоваться. Большие того, направления одновременных смещений по одному и тому же разлому на разных отрезках его протяженности могли быть разными. Такое изменение кинематических характеристик во времени и в пространстве, естественно, затрудняет определение типа разрывного смещения и его амплитуды, поскольку все разнонаправленные смещения оставляют свои структурные следы, которые перекрывают и затушевывают друг друга.

Широко развиты сдвиги малого масштаба, сопровождающие складчатые, надвиговые и другие дислокации.

Сдвиговые смещения по разломам сопровождаются сопутствующими деформациями, по которым они во многих случаях и устанавливаются. Например, поскольку каждый сдвиг где-то заканчивается по простираанию, горизонтальное смещение должно быть поглощено на протяжении разлома или у его концов соответствующими деформациями. В одну сторону должно происходить сжатие пород, а в другую — растяжение (рис. 139). Первое может быть поглощено смятием слоев в складки продольного изгиба и образованием надвигов, второе —

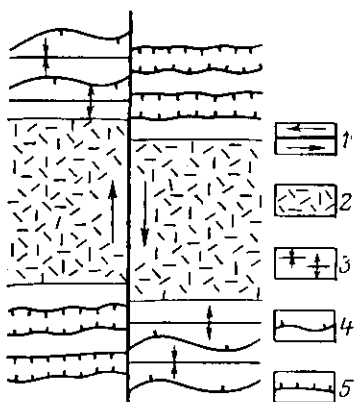


Рис. 139. Деформации, приуроченные к местам затухания сдвига: 1 — основной сдвиг; 2 — зона без деформаций; 3 — складчатые деформации; 4 — надвиги; 5 — нормальные сбросы (штрихи в сторону наклона сместителя)

структурами растяжения (нормальными сбросами или раздвигами).

Любой сдвиг сопровождается полем вторичных напряжений, вызванных трением по поверхности разрыва. Это поле характеризуется косым по отношению к сдвигу направлением главных осей сжатия и растяжения. В связи с этим в качестве сопровождающих сдвиг деформаций могут возникнуть складки (с надвигами или без них) и разрывы, сосредоточенные в той полосе, на которую распространяются напряжения, вызванные сдвигом (см. рис. 57).

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВЕРТИКАЛЬНОГО СДВИГА

Эта обстановка возникает там, где слои находятся под действием перемежающихся на площади направленных вверх и вниз сил. В этих условиях образуются такие структуры, как антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории, и большое разнообразие складок поперечного изгиба, т. е. различные по размеру и форме купола, валы, сундучные поднятия и другие складки, которые, покрывая ту или иную площадь, объединяются в прерывистую, или идиоморфную, складчатость. В тех же условиях образуются разрывы, преимущественно взрезы, разделяющие поднятые и опущенные участки земной коры.

Поскольку прерывистая складчатость широко распространена на континентах и представляет практический интерес (главным образом в связи с залежами нефти и газа), мы рассмотрим структурный парагенез, свойственный данной обстановке, прежде всего на примере этой складчатости. Как известно, этому типу складчатости свойственно резкое преобладание антиклиналей, тогда как синклинали заменяются обычно участками спокойного залегания слоев. Поэтому ниже речь идет об антиклинальных складках.

Крылья антиклинальных складок поперечного изгиба находятся под действием пары сил, направленных вертикально вверх с внутренней стороны крыла и вниз с его внешней стороны. При достаточной величине и сближенности сил противоположных направлений крыло приобретает форму крутой флексуры.

Флексуры на крыльях складок находятся под действием скалывающих напряжений, направленных вертикально и вызывающих образование трещин как скалывания, так и отрыва. Они вызывают и дальнейшее перемещение по этим трещинам.

Если угол скалывания близок к 45° , то разрывы скалывания образуются параллельно флексуре и нормально к ней. Смещения по первой системе постепенно заменяют пластическую флексуру взрезом. Крыло поднятия разделяется на уступы, отделенные друг от друга взрезами. Но если угол скалывания, как это часто бывает, отличается от 45° , трещины скалывания располагаются не параллельно или нормально к слоям на флексуре, а наклонно (рис. 140, а). В этом случае смещения по той системе трещин скалывания, которая по своей ориентировке ближе к направлению

вертикального сдвига, имеют характер крутых надвигов. В процессе дальнейшего развития вертикального сдвига такие трещины разрастаются в длину. У их концов развивается концентрация напряжений, и это приводит к тому, что, когда две соседние трещины, разрастаясь в длину, сближаются, между ними происходит прорыв и они объединяются в единый разрыв, в целом вертикальный, но в то же время волнистый, т. е. в волнистый взрез. Дальнейшее смещение по этому взрезу приводит к образованию около его изгибов, с одной стороны, полостей, с другой — сжатия пород (рис. 140, б). Такие полости нередко являются местом аккумуляции минерального вещества, приносимого водными растворами. Они могут содержать и скопления промышленно ценных минералов.

На флексурах развиваются также и кулисообразные трещины отрыва. При вертикальной флексуре они располагаются первоначально под углом 45° к ней, т. е. много положе, чем одна из систем трещин скалывания, затем поворачиваются и приобретают S-образную форму (см. гл. 6). На следующем этапе смещения по флексуре

может произойти прорыв, и кулисообразные трещины превращаются в волнистый взрез, который, как и в предыдущем случае, сопровождается полостями и сжатыми участками.

Выгибание слоев на складках поперечного изгиба ведет к растяжению вдоль слоев. Растяжение пластичных слоев может компенсироваться уменьшением их мощности. Твердые слои, залегающие среди более пластичных, подвергаются разлинованию и будижажу. Растяжение ведет также к образованию трещин отрыва и скалывания. При дальнейшем растяжении такие трещины переходят в разрывы со смещением. Среди них на сводах складок поперечного изгиба преобладают, как уже указывалось, нормальные сбросы, объединяющиеся в грабены и горсты. Нормальные сбросы, осложняющие своды складок поперечного изгиба и разделяющие эти своды на грабены и горсты, являются типичными структурами второго порядка для складок этого типа (см. рис. 123 и 141).

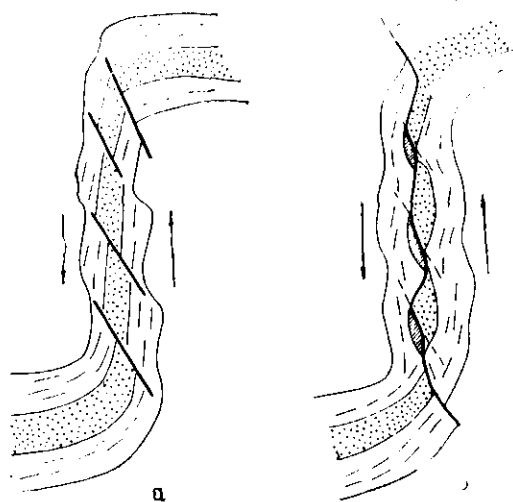


Рис. 140. Крутые надвиги на флексуре при угле скалывания менее 45° :

а — начало процесса; б — поверхности надвигов объединились в волнистый взрез; заштрихованы полости, образовавшиеся при смещении крыльев флексуры

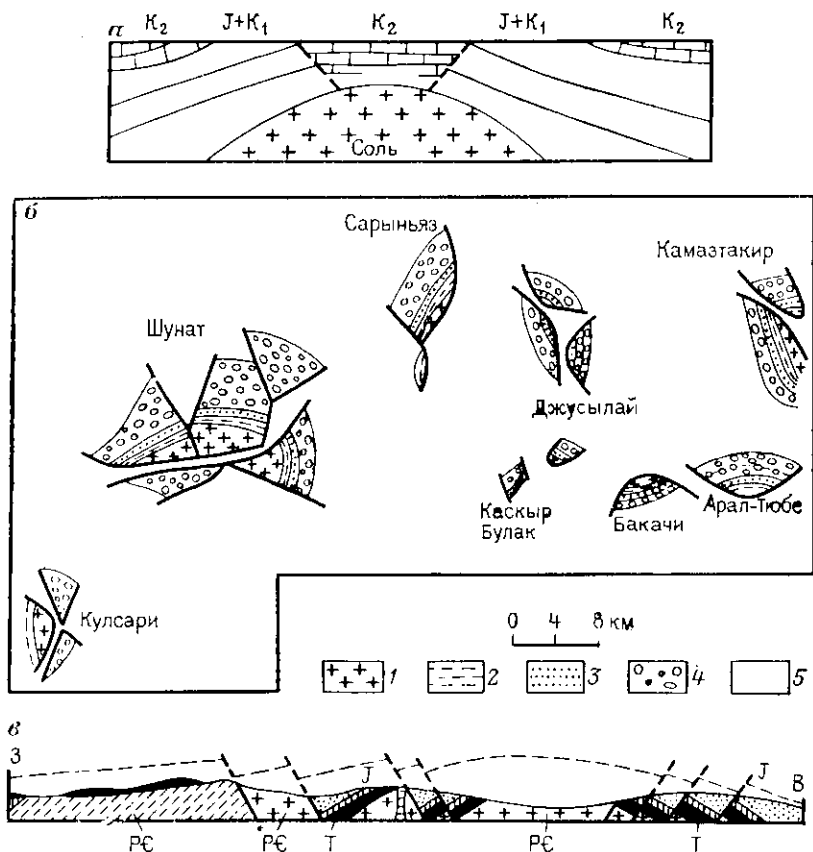


Рис. 141. а — Срединный грабен в верхнем комплексе диапирового купола (по С. В. Шумилину). При растяжении юрских и нижнемеловых слоев образовался зазор, в который осели верхнемеловые слои; эрозия сохранила верхнемеловые слои в грабене и на крыльях купола.

б — схема геологического строения участка Прикаспийской депрессии. Серия диапировых куполов: 1 — юра; 2 — неоком; 3 — апт; 4 — альб; 5 — турон-сеноман и более молодые породы; купола рассечены осевыми грабенами.

в — сбросы на поднятии Морван (Франция), профиль (по С. Н. Бубнову)

Сбросы растяжения на складках поперечного изгиба обычно затухают с глубиной. Пример затухания можно видеть на рис. 142. Затухание объясняется тем, что большее давление на глубине способствует пластическому растяжению слоев с уменьшением их толщины в большей мере, чем образованию разрывов.

Особым типом структур, возникающих на крыльях складок поперечного изгиба, являются шовные складки, горсты и грабены. Они образуются в результате изменения направления вертикаль-

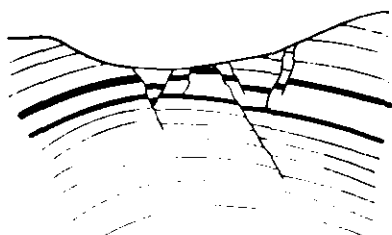


Рис. 142. Система сбросов на куполовидном поднятии, затухающих с глубиной. Апшеронский полуостров

в форме горстов и грабеней. Картина еще больше усложняется после нескольких повторных знакопеременных движений крыла относительно соседней депрессии. На рис. 143 изображена схема

ного смещения на крыльях складки. Если складка поперечного изгиба сначала поднималась относительно соседних участков, а затем несколько опускалась, то поверхность первоначально растянутых на крыле слоев уменьшается и они изгибаются в складку на перегибе от крыла к своду. При тех же знакопеременных движениях могут возникать и разрывы, высекающие в крыле клинья

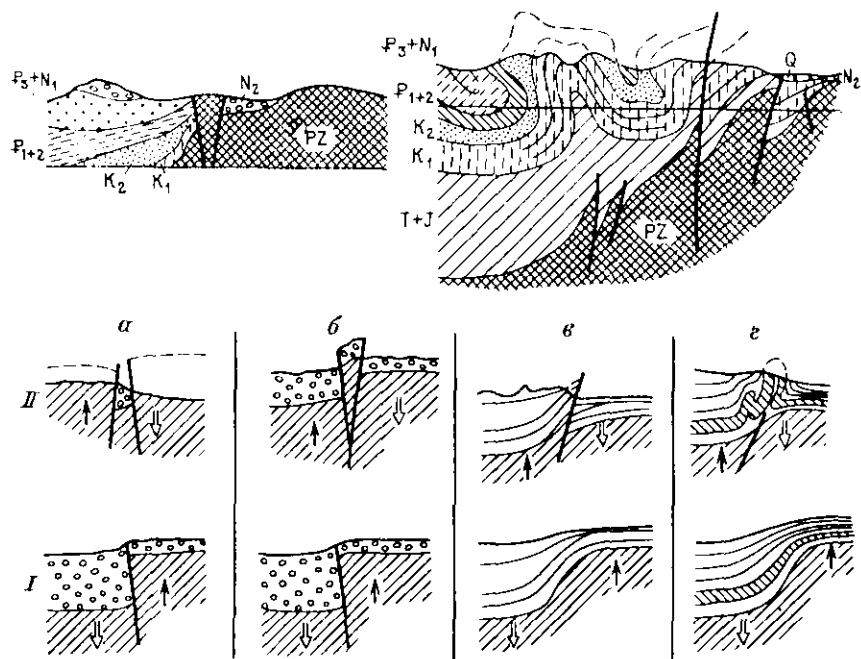


Рис. 143. Схема структурных осложнений на границе между складкой поперечного изгиба и соседней депрессией при изменении направлений их относительных вертикальных перемещений (по М. В. Гзовскому и др.): а — грабен; б — горст; в — взброс; г — складки.

I — первая стадия, опускание депрессии, расположенной слева, и поднятие складки поперечного изгиба;

II — вторая стадия, последующее относительное поднятие депрессии. Вверху — природные примеры шовных горста, взбросов и складок

структурных осложнений, возникающих на границе двух участков, испытывающих относительные вертикальные перемещения меняющегося направления.

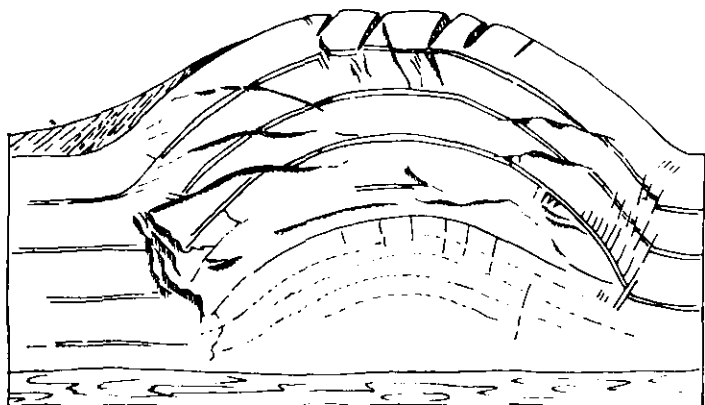


Рис. 144. Разрывы на складке поперечного изгиба. Глиняная модель (по М. В. Гзовскому)

На рис. 144 изображена складка глыбового типа, воспроизведенная на глиняной модели. На этом рисунке можно видеть все типы описанных здесь разрывов, характерные для таких складок.

Тот же структурный парагенез, включающий флексуры, переходящие во взрезы, и структуры растяжения, состоящие из грабенов и горстов на вершинах, характерны и для антиклинорий. Последние представляют собой зоны интенсивного и контрастного поднятия, образующиеся в складчатых областях. Комплекс структур, связанный с поднятием антиклинория, независим от его ранее образовавшейся складчатой структуры. Он наложен на последнюю и является секущим по отношению к ней. Таким образом, в этом случае сочетаются два структурных парагенеза: один, связанный с обстановкой горизонтального сжатия (складчатость), другой — с обстановкой вертикального сдвига (флексуры, взрезы, сбросы). Из взаимоотношения этих парагенезов следует, что механическая обстановка здесь с течением времени изменилась: горизонтальное сжатие сменилось вертикальным сдвигом.

На пологих антеклизях в соответствии с малой контрастностью их поднятия относительно соседних синеклиз краевые флексуры и взрезы, если и проявляются, то в малом масштабе. Флексуры обычно представлены прерывистыми полосами несколько более крутого залегания слоев. Взрезы имеют очень малую амплитуду. Остаются структуры растяжения на вершине антеклизы. Здесь мы возвращаемся к той структурной обстановке, которая была рассмотрена выше в разделе, посвященном механической обстановке горизонтального растяжения в земной коре, и условиям образования рифтов. Эти две обстановки — горизонтального растяже-

ния и вертикального сдвига — имеют общие черты, выраженные в образовании структур растяжения; к ним в обстановке вертикального сдвига прибавляются краевые флексуры и взрезы.

Значительные осложнения вносятся в рассматриваемую механическую обстановку вертикального сдвига в связи с тем, что в наклонных слоях нарушается гравитационное равновесие и в результате в них может развиться течение с поднятых участков в сторону депрессий. Осложняющее влияние оказывают также денудация и накопление осадков, вызванные отражением вертикальных движений на поверхности земли. Теоретические расчеты показывают, что подобные осложнения приводят к тому, что залегание вышележащих слоев может оказаться более сложным, чем залегание их в основании (Михайлов, 1983). Характер перемещения материала в слоях зависит от многих факторов: длительности процесса, вязкости слоев, их плотности, формы поднятий и прогибов, интенсивности денудации и пр. При определенном сочетании этих факторов стекание слоев с поднятия в депрессию может привести к формированию внутри последних вторичных поднятий в верхних слоях, поднятий, не имеющих корней в структуре основания.

Роль в структурообразовании этих процессов внутрислойного перетекания материала в связи с дифференцированными вертикальными движениями блоков земной коры еще должна быть изучена.

В заключение этого раздела скажем, что складки поперечного изгиба отличаются от складок продольного изгиба и течения не только морфологически, но и по своей истории: они развиваются длительно, одновременно с накоплением осадков (конседиментационно), тогда как складки других типов, по-видимому, всегда образуются кратковременными толчками, фазами. Есть много общего между процессом образования складок поперечного изгиба и глыбово-волновыми медленными колебательными движениями земной коры. Поэтому некоторые исследователи полагают, что структуры поперечного изгиба слоев вообще не следует относить к складкам, а надо считать их структурами особого класса. С. А. Захаров называет их, например, анакимами (выпуклые формы) и катакимами (вогнутые формы), исключая из класса складок. Однако этот подход к проблеме структур поперечного изгиба не получил распространения.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ТЕЧЕНИЯ

В этой обстановке основным деформирующим фактором является объемная сила тяжести. То обстоятельство, что сила прикладывается непосредственно к любой частице породы, создает принципиальные особенности процесса деформации, отличные от тех

условий, когда деформация вызвана поверхностными силами. При действии поверхностных сил объемы пород, находящиеся в отдалении от места приложения сил, могут быть деформированы только после того, как на них механически воздействуют блоки, расположенные ближе к источнику сил. Под действием объемной силы любой участок породы может деформироваться самостоятельно, в той или иной мере независимо от деформаций в окружающих его блоках.

Деформации, вызываемые объемной силой тяжести, образуются при стекании пород (ввиду их ползучести) под уклон, который возник как результат вертикальных движений земной коры. Такое стекание направлено со склонов поднятий в сторону соседних депрессий. Деформации по той же причине могут возникать при растекании пластичных масс горных пород по горизонтальной поверхности, если скопление этих пород образует слой или массив, не поддерживаемый сбоку другими массами. Наконец, они могут быть результатом движения пластических масс вверх, вертикально или наклонно, что происходит при наличии инверсии плотностей.

Рассмотрим некоторые особенности структурных форм, образующихся при стекании пород под уклон, при растекании и при всплывании.

Наиболее простым результатом стекания слоев горных пород под уклон является смятие этих слоев там, где стекание тормозится и останавливается. В стекающем под уклон под действием силы тяжести массиве развиваются растягивающие напряжения, поскольку нижняя часть массива приходит в движение первая, а затем движение распространяется на верхние части массива. Но там, где эта стекающая масса встретит сопротивление (в связи, например, с изменившимся уклоном), нижние части массива замедляют движение или совсем останавливаются, и под продолжающимся давлением вышележащих частей в массиве происходит смена растяжения сжатием. Если склон был бы совершенно ровным, то слои, стекая с него, должны были бы смяться в складки только на подступах к соседней депрессии, где стекание должно остановиться, поскольку уклон кончается. Однако склоны тектонических поднятий, как правило, бывают ступенчатыми, и каждая такая ступень состоит из крутого уступа, с которого может произойти стекание слоев, и пологой площадки, на которой это стекание тормозится. Поэтому гравитационная складчатость может покрывать весь склон, хотя в ней обязательно должна наблюдаться неравномерность: полосы усиления складчатости должны чередоваться с полосами более спокойными. Зоны скупивания складок должны чередоваться с зонами растяжения. Такая неравномерность в складчатых структурах действительно наблюдается на склонах антиклинорий и во многих случаях она может быть объяснена именно этим механизмом (см. рис. 46). Гравитационные складки, подобно складкам продольного изгиба, сопровождаются чешуйчатыми надвигами.

Более сложными гравитационными структурами являются тектонические покровы, среди которых можно выделить покровы растекания, покровы-навесы, покровы скольжения и покровы стекания.

Покровы растекания подобны растекающимся континентальным ледникам. Если достаточно высокий массив пород, залегающий на горизонтальной поверхности, не имеет поддержки с какой-либо стороны, то вследствие ползучести массив будет медленно расползаться в эту сторону, покрывая все большую площадь и соответственно оседая и уменьшая свою высоту. Предполагается, что такие покровы растекания широко распространены в каледонидах Скандинавии, где они растекаются от центральной части этой области на восток, в сторону Балтийского щита.

Покровы-навесы соответствуют начальной стадии образования покровов скольжения и стекания. Движение массива пород на уклоне началось, но массив этот еще не отделился от своего корня. Такие структуры являются результатом растекания верхней части блока пород, поднятого выше соседних блоков. Сначала это чисто пластическое растекание, подобное течению покрова предыдущего типа. Различие состоит в том, что поднятый блок продолжается в глубину, где он ограничен от окружающих пород вертикальными разрывами. О покрове можно говорить, когда разрыв, ограничивающий поднятый блок и являющийся на глубине вертикальным взрезом, становится вверх все более пологим — вплоть до горизонтального положения. По этому разрыву со стороны поднятого блока наволакивается на окружающие породы тектонический покров, образующий как бы навес или козырек.

Если двигаться вдоль разрыва по эрозионной поверхности, то можно увидеть, как в одном месте поднятый блок ограничен вертикальным разрывом (взрезом), а в другом — имеет оторочку в виде тектонического покрова, потому что переход от вертикального разрыва к наклонному и горизонтальному происходит то на одной, то на другой высоте рельефа.

На рис. 145 изображены три профиля через крыло Тюрингского поднятия, которое одновременно является крылом Тюрингской депрессии (ГДР). Поднятие и депрессия образовались в процессе вертикальных движений земной коры. На рис. 145, а видно, что граница между поднятием и депрессией выражена флексурой. На профиле на рис. 145, б, проведенном через ту же границу с некоторым смещением по простиранию, флексура сменилась крутым надвигом. Наконец, на профиле на рис. 145, в, проведенном еще дальше по простиранию, крутой надвиг сменился близ поверхности тектоническим покровом, перемещенным по волнистой поверхности на расстояние свыше 1 км.

Аналогичные покровы-навесы наблюдаются в Северном Тянь-Шане на границах между поднятыми блоками и депрессиями. Амплитуда покровов этого типа может достигать 10 км и более.

Покровы скольжения образованы пачками слоев, соскользнувшими по пластичной подстилке, в роли которой выступают серии

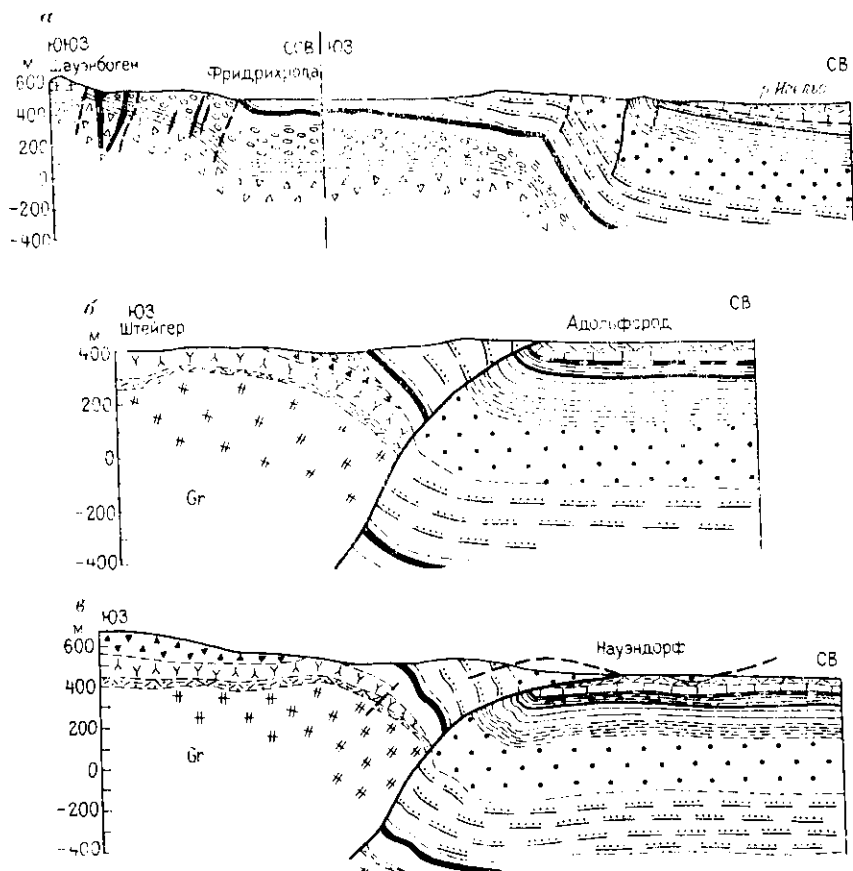


Рис. 145. Три параллельных профиля через границу между Тюрингским поднятием и Тюрингской депрессией (ГДР). По Э. Грумбту. По простиранию флексура переходит во все более пологий надвиг в результате гравитационного разваливания поднятого блока: а — флексура; б — крутой надвиг; в — тектонический покров-навес. На древних гранитах (Gr) лежит непрерывная серия отложений от нижнепермских до верхнетриасовых

слоев, залегающие либо в подошве покрова, либо в кровле подстилающих пород. При этом слои внутри покрова деформированы слабо. На рис. 146 изображен пример покрова этого типа. Скольжение происходило по подстилке гипсоносных глин триаса. В покрове участвуют породы триаса, юры, мела и палеоцен-эоцена. Скольжению способствовало и залегание в кровле подстилающих пород пластичных отложений палеоцен-эоценового флиша. Внутри покрова слои почти не деформированы; они соскользнули цельными крупными блоками.

Покровы стекания называются также покровами гельветского типа. Внутреннее строение таких покровов определяется «фигу-

рами течения» слагающих его пластичных пород. Последние рас-
плываются в направлении уклона, и их вертикальная мощность
уменьшается. «Струи» потока набегают друг на друга, и пачки
слоев подворачиваются и закручиваются. Это ведет к образова-

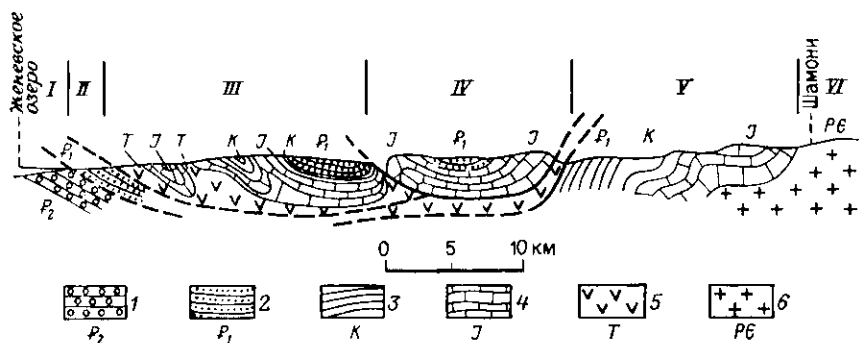


Рис. 146. Схематический профиль через Верхнесавойские Преральпы. Пример покрова скольжения: 1 — моласса; 2 — флиш; 3 — мелонис отложения; 4 — юрские отложения; 5 — гипсососные отложения триаса, 6 — кристаллические породы: I — автохтон, II — ультрагелльветская зона, III — средняя преральпийская зона (покров «медиан»), IV — верхняя преральпийская зона (брекчиевый покров), V — зона Моркль (автохтон), VI — зона внешних кристаллических массивов

нию лежащих, сплюснутых в вертикальном направлении изогнутых складок, нагроможденных друг на друга. Многие складки оказываются неполными, так как отдельные пакки слов целиком пережимаются и развальцовываются. Поэтому в разрезе покрова нередко наблюдается причудливая перемежаемость стратиграфических подразделений. Структура может еще больше усложниться, если образовавшийся покров подвергнется последующим складчатым или разрывным деформациям. На него может надвинуться другой покров и своей тяжестью частично его раздавить и выжать из-под себя. Подстилающие породы вжимаются по зияющим разрывам внутрь покрова (особенно если вышележащие породы тяжелее подстилающих).

Горизонтальные перемещения покровов «стекания» достигают десятков километров. Такие перемещения происходят не в один прием, а развиваются постепенно, многократно возобновляясь по мере расширения и усиления поднятия, с которого покров стекает. Уклоны, необходимые для образования покровов стекания, а также покровов скольжения, стекающих и соскальзывающих очень медленно, в течение миллионов лет, по-видимому, крайне малы и не превышают одного градуса.

На рис. 56 был изображен типичный шарьяж гельветского типа, в котором можно разглядеть все те особенности внутренней структуры, о которых здесь шла речь.

В обстановке инверсии плотности в земной коре образуются

как в осадочных, так и в метаморфических и магматических породах различные «структуры всплывания» («инъекционные дислокации», по Ю. А. Косыгину). Типичными структурами всплывания являются ядра соляных и других диапиров. Как было указано в гл. 3, наблюдаются разные степени нагнетания в таких ядрах: от пологого линзообразного утолщения пластичного слоя до высоких столбов, проникающих сквозь вышележащие породы. Возможно, что в настоящее время мы недооцениваем роль таких структур в стрессии земной коры. Л. Н. Розанов (1981) полагает, например, что многие пологие куполовидные складки прерывистого типа, развитые на платформах и считающиеся обычно складками глыбового происхождения, на самом деле образуются в результате неравномерного горизонтального перетекания с одних мест в другие некоторых пачек слоев на глубине. Причем предполагается, что перетекание может происходить не только в соли или глинах, но и в известняках. Эта точка зрения требует, однако, дальнейшей проверки. Типичными все же остаются ядра соляных диапиров. Если они достаточно высоки, то наблюдается тенденция к пережиманию их в нижней части и к капле- или грибообразному раздуванию вверх. Верхняя часть такой структуры может полностью отделиться от основания и двигаться вверх самостоятельно.

Внутри диапировых ядер при наличии слоистости наблюдаются узкие, сдавленные, растянутые в вертикальном направлении изоклинальные складки. Слои местами развальцовываются, вплоть до полного выклинивания. Это *складки течения* второго порядка внутри общей складки течения первого порядка, каковой является все диапировое ядро. Складками течения, в отличие от складок продольного и поперечного изгиба, мы называем изгибы слоев, образующиеся под действием объемных напряжений. Эти изгибы представляют собой отражение неравномерного течения слоистого материала. Складки течения диапировых ядер образуются на фоне общего движения материала вверх как результат того, что движение это распадается на потоки, одни из которых идут вперед, другие отстают. Своей растянутой формой складки второго порядка похожи на складки, осложняющие внутреннее стрессное покровы гельветского типа. Но в диапировых ядрах они растянуты не горизонтально, как в покровах, а вертикально.

Верхний комплекс диапировых складок, изгибающийся под давлением всплывающего ядра, образует структуру, которую уже нельзя отнести к складкам течения. Его структура — складка поперечного изгиба с характерным растяжением на своде.

Адвективный механизм всплывания пластичных пород в условиях инверсии плотности был уже рассмотрен в гл. 6. Там было указано на связь размеров диапировых структур с мощностью питающего слоя, а также на роль вязкости участвующих в диапировом процессе пород. Подчеркивалось также значение разломов в земной коре в локализации диапировых структур. Последнее мы хотели бы еще раз подчеркнуть. На окраинах складчатых

зон, где обычно много диапиров, большая часть их вытягивается вдоль разломов, образуя не столько округлые купола, сколько узкие вытянутые гребневидные антиклинали, противопоставленные соседним широким и пологим синклиналям. Отсюда часто наблюдающаяся связь расположения диапировых складок с глыбовой структурой жесткого фундамента: диапиры наиболее часто наблюдаются как раз над швами между глыбами. Например, глыбовое поднятие фундамента может быть окаймлено вверху двумя диапировыми складками — «ушами» (рис. 147). Очевидно, что взрезы, разделяющие глыбы фундамента, продолжаются в осадочном чехле в форме разрыхленных зон, по которым и происходит внедрение диапировых складок, если наличие инверсии плотности и пластичных пород создает к этому условия.

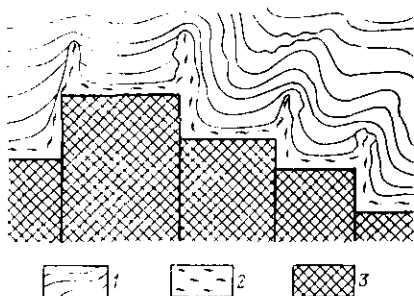


Рис. 147. Локализация диапировых складок над разломами в жестком фундаменте (схема):

1 — осадочный чехол; 2 — пластичные породы низкой плотности; 3 — породы фундамента

Интересное осложнение наблюдается на поверхности глубоко размытых глиняных ядер некоторых антиклиналей на Керченском полуострове. Сложенные крутозалегающими сильно развальцованными слоями майкопских (олигоценых — нижнемiocеновых) глин, эти ядра осложнены «вдавленными мульдами» — округлы-

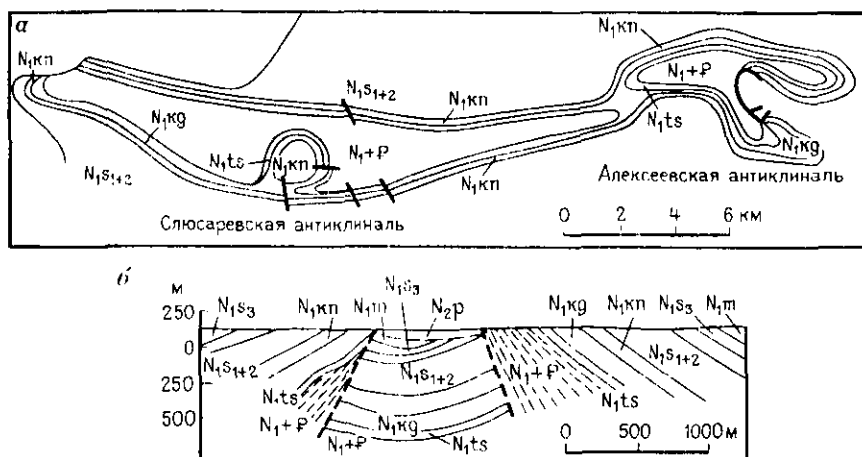


Рис. 148. Вдавленные мульды в складках нагнетания:

а — вдавленные мульды на своде глиняной диапировой антиклинали (план), Керченский полуостров (по А. Д. Архангельскому и др.); б — то же в разрезе (по Н. Б. Лебедевой)

ми синклиналичными впадинами, образованными песчаниками и известняками миоцена (рис. 148). Эти мулды возникли в связи с тем, что глины ядра выжимаются по периферии размывтой части последнего под тяжестью вышележащих пород сильнее, чем в центре ядра, удаленного в результате эрозии от покрывающих пород. В результате середина ядра отстает, и здесь сохраняются миоценовые отложения, уже размывшие по периферии. В дальнейшем относительно тяжелые миоценовые породы крупными глыбами постепенно погружаются в относительно легкие майкопские глины, которые отжимаются в стороны. Глыбы принимают форму округлых блюдец, обеспечивающую наименьшее трение при погружении в глины.

Гравитационные складки «всплывания» образуются не только в осадочных породах, но и в кристаллических интрузивных и метаморфических породах.

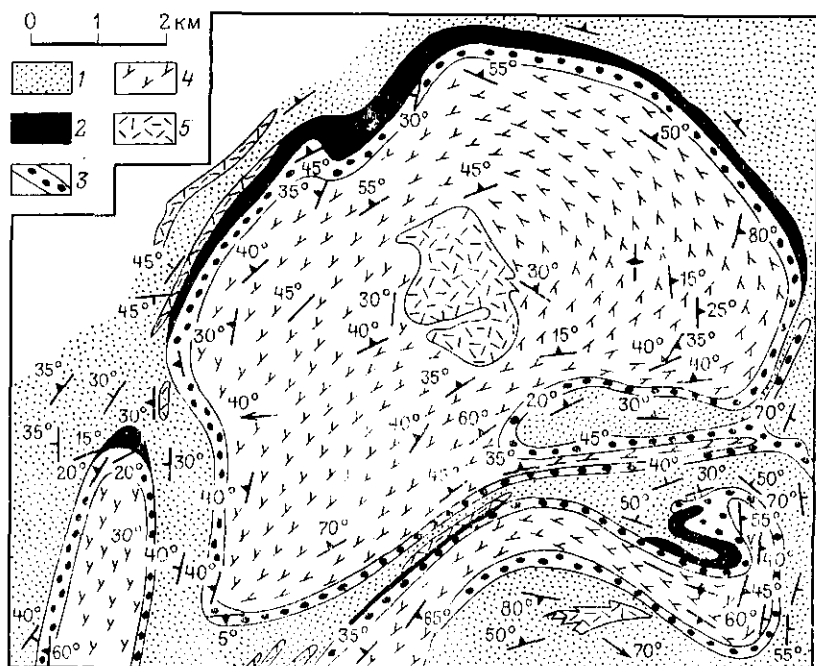


Рис. 149. Гнейсовые купол и валы в штате Мэриленд (США). По Г. Клоусу:
1—3 — нижнепалеозойские метаморфические породы; 4 — гнейс; 5 — гранит

На рис. 149 изображены гранито-гнейсовые купол и валы в штате Мэриленд (США). Нередко такие купола состоят из гранита в средней части и окружающих его мигматитов и гнейсов —

во внешней. Для их периферии характерна плоская текстура, параллельная границам массива. Размеры куполов колеблются от нескольких до десятков километров.

Очень важную роль в строении складчатых зон играют глубинные диапиры, сложенные метаморфическими сланцами низкой стадии метаморфизма — от филлитов до зеленых сланцев. Благодаря слоистости и сланцеватости в этих породах особенно хорошо видны внутренние складки течения. Такие метаморфические диапиры имеют обычно линейную вытянутую форму. Это связано с тем, что их подъем приурочивается к глубинным разломам. Внедряясь в вышележащие породы, они раздвигают их в стороны и сминаят в складки. Последние относятся уже к типу складок продольного изгиба, поскольку они образовались под влиянием внешнего горизонтального давления.

На рис. 47 был изображен профиль через Большой Кавказский хребет. В осевой части его выделяется глубинный диапир, сложенный нижнеюрскими сланцами, находящимися в начальной стадии метаморфизма. Ядро диапира осложнено крутыми изоклинальными складками течения. По обе стороны от диапирового ядра под воздействием его распирающего действия слов средней юры и более молодые смяты в складки продольного изгиба, которые на южном склоне хребта осложнены надрывами и вместе с последними образуют чешуйчатую структуру.

С глубинным диапиром связаны глубинные тектонические покровы, называемые также *покровами пеннинского типа*. Они представляют собой осложнение глубинных диапиров. Верхняя часть диапиров на некоторой стадии подъема наклоняется и надвигается на прилегающие породы. Надвигание может происходить в одну или разные стороны грибообразно. Примером могут служить Пеннинские покровы Швейцарских Альп (рис. 150). Они сложены метаморфизованными и гранитизированными породами палеозоя

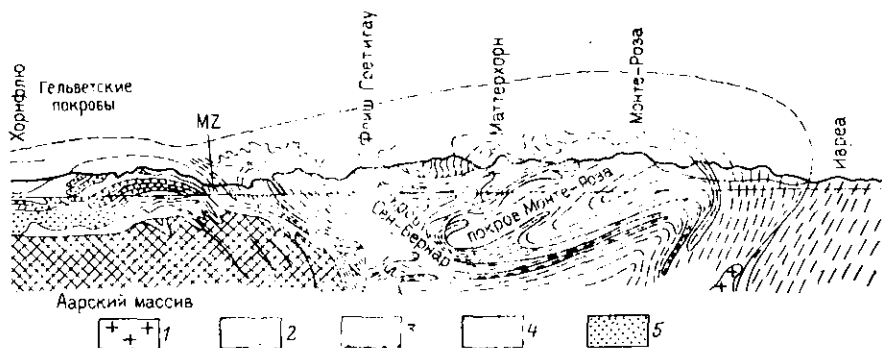


Рис. 150. Пеннинские тектонические покровы Швейцарских Альп (по Э. Аргану):

1 — третичные граниты; 2 — древние кристаллические породы; 3 — нижний мезозой пеннинских покровов; 4 — автохтонный мезозой; 5 — эоцен (флиш гельветских покровов и автохтона)

и мезозоя. Внутреннее строение покровов этого типа, как и гельветских покровов, представляет собой нагромождение лежащих сильно растянутых в горизонтальном направлении развальцованных складок. Амплитуда перемещения таких покровов измеряется несколькими десятками километров.

После всплывания и потери воды материал глубинных покровов становится все более тяжелым. Признак этого можно видеть в раздавливании вышележащими покровами пород автохтона или других покровов, залегающих ниже. Такое раздавливание верхним пеннинским покровом нижележащего покрова видно на рис. 150: покров Монте-Рода раздавил покров Сен-Бернар и выжал его из-под себя.

Каков же основной опознавательный признак структур течения? Если в складках как продольного, так и поперечного изгиба все части складок механически тесно связаны друг с другом и антиклинальная складка растет, потому что ее «подталкивают» соседние участки пород, то в складке течения замковая часть антиклинали движется самостоятельно и может опережать в своем движении более глубокие части той же складки. Отсюда растянутость складок течения в горизонтальном или вертикальном направлении, пережимание их близ основания, возникновение веерообразных форм, полное развальцевание некоторых слоев. Фронтальная часть складки может при этом полностью отделиться от более глубоких частей и двигаться вниз или вверх (в зависимости от того, имеем ли мы дело со складками стекания или всплывания) самостоятельно.

Из этого механизма вытекают и особенности тех разрывов, которыми сопровождаются складки течения. Это преимущественно разрывы вязкого скалывания, образующиеся после очень значительных пластических деформаций и значительного растягивания и утонения слоев. Положение этих разрывов близко к положению слоев: они почти параллельны последним и вместе с тем параллельны осевым поверхностям складок. При складках стекания это очень пологие или ныряющие надвиги, при складках всплывания — крутые взбросы или взрезы. Основное значение имеют разрывы, отделяющие глубинный диапир от окружающих пород или тектонический покров от автохтонов. С ними связаны разнообразные тектониты.

Здесь уместно вернуться к вопросу о сланцеватости. Неоднократно отмечалось в литературе, что в метаморфических породах сланцеватость часто бывает параллельной слоям и изгибается в складки вместе с ними. Вероятно, далеко не во всех случаях это заключение обосновано: метаморфическая дифференциация приводит к развитию гнейсовидности, которая иногда принимается геологами за слоистость, тогда как в действительности она таковой не является и образуется по кливажу, полностью маскируя исходную слоистость.

Параллелизм сланцеватости и слоев вполне закономерен на крыльях изоклинальных складок, и если замки складок раздав-

лены и плохо различимы, то секущий характер кливажа может ускользнуть от наблюдения. Обманчивая послойность кливажа может быть связана также с повторным наложением друг на друга складчатых деформаций, когда кливаж осевой поверхности предыдущей генерации изгибается в складки последующей генерации (см. ниже).

Однако во многих других случаях параллелизм сланцеватости и слоев устанавливается в метаморфических породах с достаточной уверенностью. Чтобы объяснить этот параллелизм, вспомним сказанное выше о первичной листоватости глины, которая обычно параллельна слоям. Если метаморфизм превратит эту листоватость в кристаллизационную сланцеватость, то последняя тоже будет параллельна слоям. В складках продольного изгиба такая текстура в дальнейшем, по-видимому, перестраивается, перекрываясь кливажем осевой поверхности. Но в складках течения сам механизм их образования может поддерживать параллелизм сланцеватости и слоев. Складки течения образуются не в результате продольного сжатия, а в результате растяжения слоев. В этих условиях длинная ось деформации параллельна слою. Поэтому в слое образуется или поддерживается плоскопараллельная текстура, параллельная слою на всем протяжении складки, включая замки.

Однако следует признать, что в проблеме образования сланцеватости еще много неясных вопросов.

Опознавательным признаком структур течения может служить также явление, которое условно назовем *тектонической квазитурбулентностью*. Так как при образовании складок течения нет направляющего влияния со стороны поверхности, к которой приложены внешние силы, то в породах под действием объемной силы развивается свободное течение, и оно в связи с неоднородностью среды может приобретать весьма сложные формы. В этом течении могут возникать завихрения, извилистая струйчатость и другие неправильности. В какой-то мере эти неправильности течения имеют сходство с тем, что в гидродинамике называется турбулентностью потока. Однако это квазитурбулентность, поскольку в образовании настоящей турбулентности ведущую роль играют силы инерции, которые в тектонических деформациях, вследствие их медленности, практически не имеют никакого значения.

Такая «тектоническая квазитурбулентность» ведет к дисгармонии в складчатой структуре, когда в разных слоях и их пачках деформации различны по сложности, а также к повторному смятию в том же или в другом направлении ранее образовавшихся складок (и вместе с ними разрывов). Наложение новых складок на ранние может повторяться несколько раз.

Подобные сложности структуры особенно характерны для метаморфических толщ, преимущественно древних, докембрийских. Причина этого в той особой текучести, которую приобретают породы во время метаморфизации. Эта текучесть вызывает как бы «турбулентность» и в тех перемещениях частиц породы, которые

происходят в процессе ее деформации. При этом особое значение имеет то обстоятельство, что деформации вызываются объемными гравитационными силами.

При наложении складок нескольких генераций и разных направлений геометрия структуры, рисуемая по положению слоев, может быть весьма сложной. Довольно обычен случай, когда складки первой генерации изоклинальны и лежачи, а складки второй генерации открыты, и их осевые поверхности вертикальны. На рис. 151 изображены складки двух генераций. На рис. 152



Рис. 151. Две генерации складок (F_1 и F_2). Дорифейские слоистые кварциты Макбальского антиклинория в Киргизском хребте (фото В. Г. Талицкого)

можно видеть горизонтальный срез через слоистую толщу, претерпевшую двойную деформацию, показанную на рис. 153. На рис. 152 при движении с севера на юг мы обнаруживаем сначала антиклиналь, погружающуюся к югу, а затем на ее простирании синклинали с опрокинутым шарниром, погружающимся в том же направлении. Далее мы оказываемся в поперечной антиклиннали. Но слои, ее окаймляющие, залегают на поверхности синклинально.

Очевидно, что, если стратиграфия недостаточно разработана (а в метаморфических толщах это довольно частый случай), геолог,двигающийся с севера на юг вдоль оси упомянутых структур, предположит, что он находится в пределах одной погружающейся к югу антиклиннали вплоть до второго выхода слоя, показанного черным цветом. При этом ему будет казаться, что черный слой повторяется в стратиграфическом разрезе дважды. Южнее будет предположен поперечный синклинальный перегиб и новый подъем

шарнира антиклинали. На самом деле перегиб является антиклинальным, а на крайнем юге мы попадаем в синклиналь с переворотом, падающим к северу шарниром. То, что нашему геологу казалось меридиональной антиклиналью, действительно является антиклиналью, но второй генерации. В нее изогнуты уже не слои, а образовавшиеся ранее изоклиналильные складки.

Каждая генерация складок может сопровождаться своим кливажем течения, ориентированным параллельно осевой поверхности этих складок. Происходит взаимное наложение не только складок, но и кливажей разных генераций. Например (рис. 154), первый кливаж (S_1), отвечающий I генерации складок (F_1), сминается в складки. Это складки II генерации (F_2), они сопровождаются вторым клива-

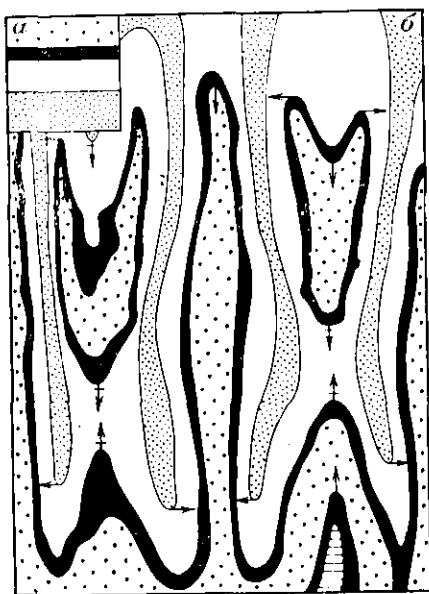


Рис. 152. Горизонтальный срез через слоистую толщу, подвергшуюся двойной деформации, схема которой изображена на рис. 153: а — стратиграфическая последовательность слоев; б — горизонтальный срез по плоскости I (рис. 153)

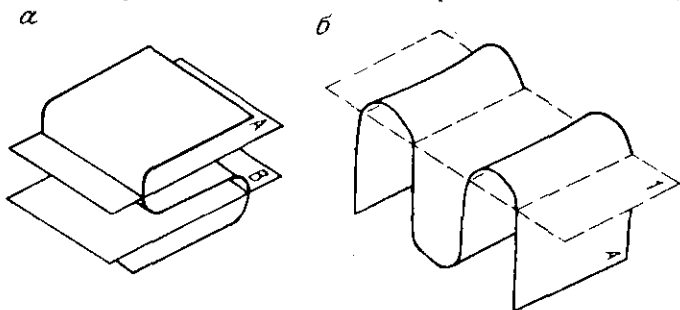


Рис. 153. Схема двойной деформации: а — слой, смятый в лежащие изоклиналильные складки с горизонтальными осевыми поверхностями А и В; б — осевые поверхности (показана одна поверхность А) смяты в складки с вертикальными осевыми поверхностями; пунктир — горизонтальный срез, изображенный на рис. 152

жем (S_2). Последний в свою очередь может быть смят в складки III генерации (F_3), которая также сопровождается кливажем (S_3). В результате первая складчатая структура подвергается такому искажению, что найти ее в обнажениях или шлифах крайне трудно.

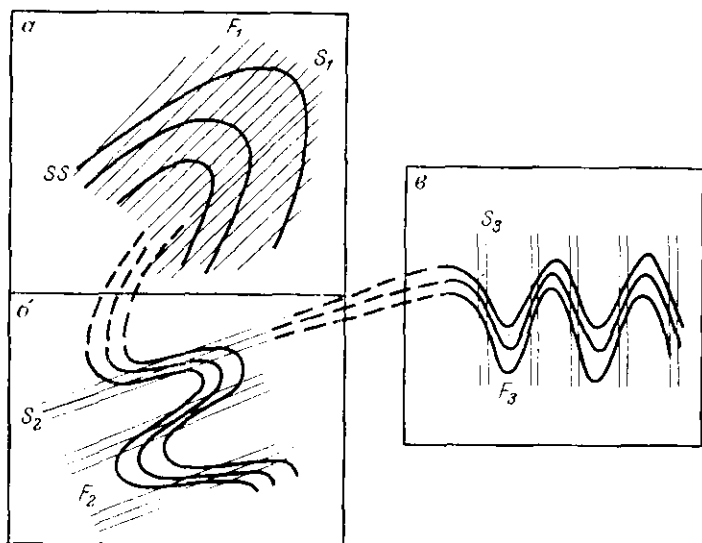


Рис. 154. Схема принципиальных взаимоотношений между тремя поколениями складок и кливажа:
 а — складки (F_1) и кливаж (S_1) I генерации; б — складки (F_2) и кливаж (S_2) II генерации; в — складки (F_3) и кливаж (S_3) III генерации; SS слон

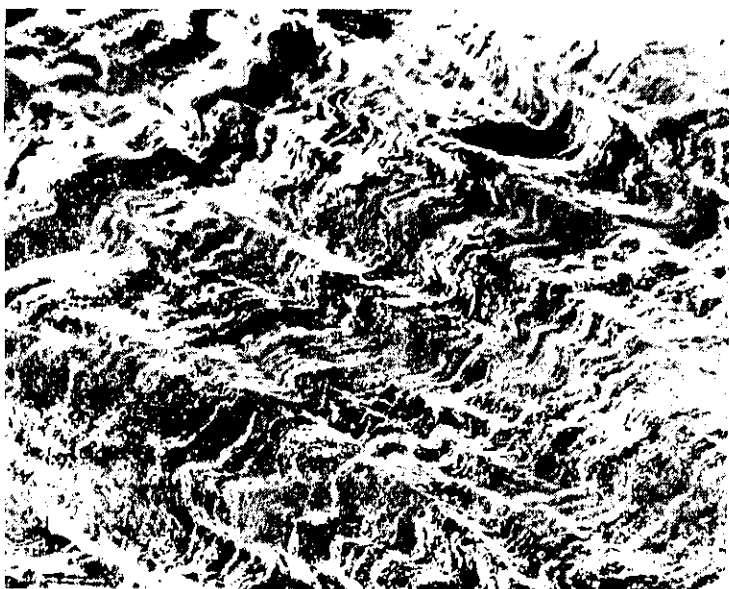


Рис. 155. Кливаж плойчатости. Дорифейские сланцы. Киргизский хребет (фото В. Г. Талицкого)

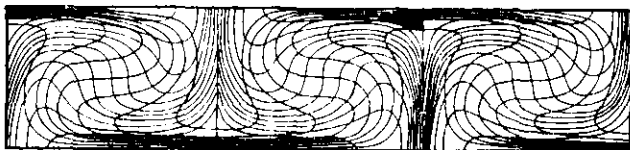
В подобных сложных структурных условиях часто развивается *кливаж плойчатости*. Предыдущий кливаж сминается в очень мелкие — миллиметровой и сантиметровой величины — складочки. Эти складочки обычно указывают на то, что в какую-то стадию деформации сжатие было направлено параллельно кливажу. А по крыльям этих мелких складочек развивается новый кливаж. Он и называется кливажем плойчатости (рис. 155).

Образование разно ориентированных складок последовательных генераций можно объяснить механизмом адвективных движений в земной коре при образовании глубинных диапиров. На рис. 156 изображена кинематика этих движений, возникающих в условиях инверсии плотностей. Предполагается, что плотность слоев постепенно уменьшается с глубиной. На диаграмме изображены линии течения и разделов между слоями. В исходном положении на вертикальном разрезе они ограничивают квадратные ячейки (см. рис. 156, *а*). Но проследивая ячейки в процессе их дальнейшего движения, мы увидим, что они деформируются, превращаясь в трапеции и ромбы (см. изменение зачерченной ячейки на рис. 156, *б—ж*). При этом на разных уровнях адвектива ориентировка деформации различна: в нижней части потока, где адвектив распыляется грибообразно, ось сжатия становится вертикальной, а ось удлинения — горизонтальной. Соответственно в глубине потока образуются складки с вертикальными осевыми поверхностями, которые, достигнув верхней части, осложняются складками второй генерации с горизонтальными осевыми поверхностями (рис. 157).

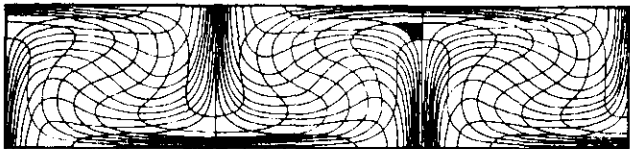
СОВМЕСТИМЫЕ И НЕСОВМЕСТИМЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Выделение механических парагенезов структурных форм позволяет для каждой обстановки, характеризующейся сосуществованием ряда различных структур, установить, какие из последних являются совместимыми или «попутными» и какие друг с другом несовместимы. Совместимы, например, складки продольного изгиба, надвиги, кливаж, поскольку все эти структуры образуются в единой механической обстановке горизонтального сжатия слоев (при условии, конечно, что ориентировка главных осей не меняется). Совместимы между собой вертикальные флексуры, взрезы, нормальные сбросы: все они характерны для обстановки вертикальных сдвигов и т. п. Совместимы структуры взаимозамещения. Например, образование складок продольного изгиба может быть заменено надвигами, складки и надвиги в равной мере связаны с сокращением поверхности земной коры. Известны случаи, когда складки продольного изгиба заменяются в соседних пачках слоев кливажем, причем в этих пачках слои остаются в горизонтальном положении, а все горизонтальное сокращение компенсируется вертикальным удлинением. Такая взаимная замена одних

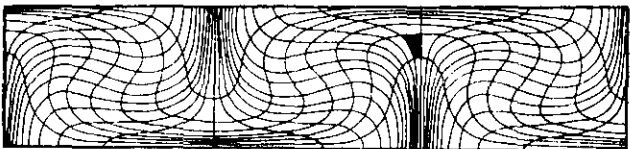
Ж



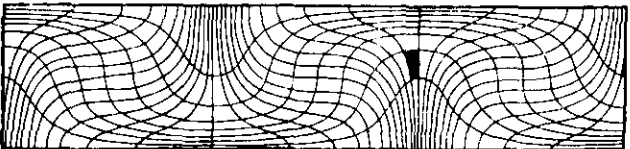
е



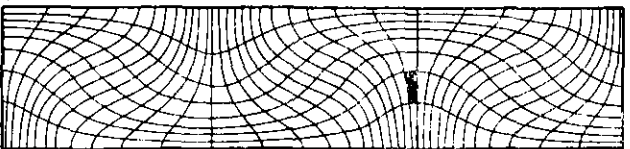
д



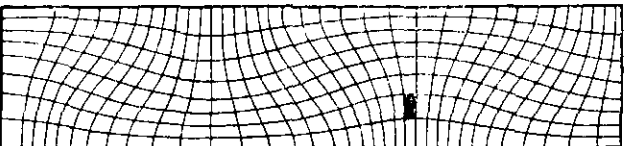
з



в



б



а

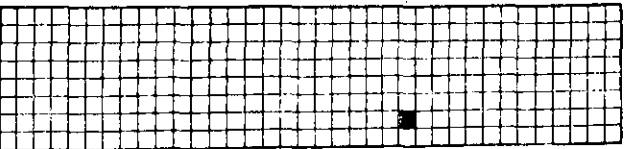


Рис. 156. Кинематика адвекции, вызванной инверсией плотности (по М. А. Гончарову). Показаны стадии процесса. Линии изображают слои и направления течения. Одна ячейка зачернена, чтобы показать, как меняется ее форма в ходе адвекции

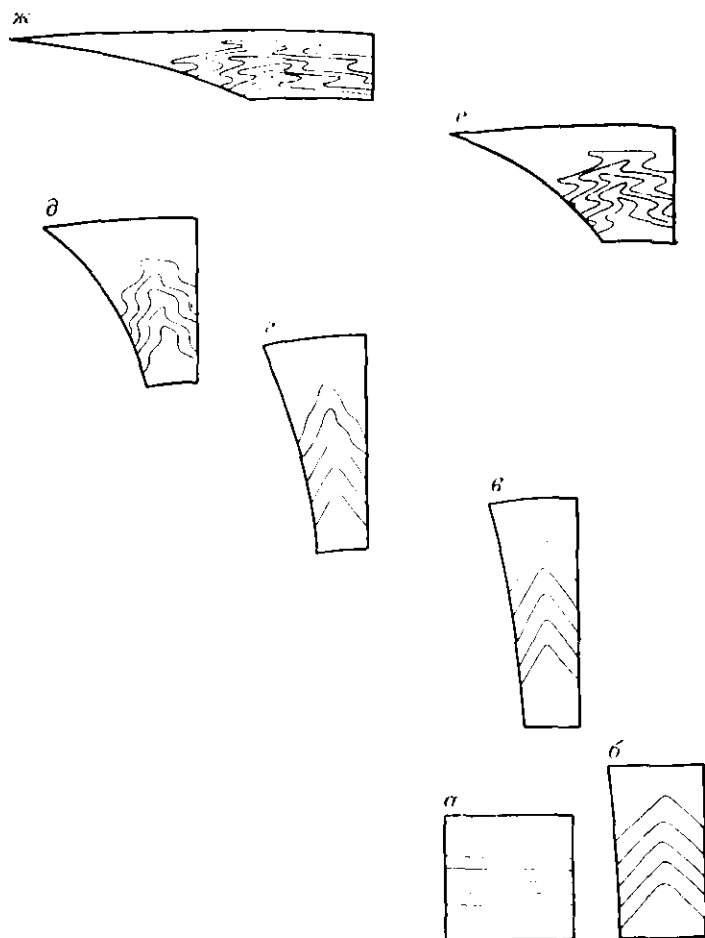


Рис. 157. Деформация слоистой структуры ячейки в ходе адвекции (по М. А. Гончарову).

Ячейка та же, что была выделена на предыдущем рисунке. От стадии *а* к стадии *ж* первоначально образованные складки с вертикальными осевыми поверхностями сменяются складками с горизонтальными осевыми плоскостями

деформаций другими, совместимыми, представляет в земной коре обычное явление. В связи с этим на протяжении одной и той же структурной зоны относительная роль тех или иных деформаций (например, связанных и разрывных) меняется, хотя общая механическая обстановка сохраняется.

Но структуры, связанные с разными механическими обстановками, взаимно несовместимы. Например, несовместимы складки поперечного изгиба и кливаж, параллельный осевой поверхности. Если такие несовместимые структуры все же обнаруживаются со-

вместно, то это означает, что они образовались не одновременно, не в одной механической обстановке, что последняя в этой зоне в разное время была разной. По взаимоотношению структур, принадлежащих к разным механическим обстановкам, можно бывает восстановить и последовательность, с какой механические обстановки сменяли друг друга.

Выше был приведен пример сочетания структур горизонтального сжатия и структур вертикального сдвига в антиклиналях. Было указано, что структуры, связанные с вертикальным сдвигом, наложены несогласно на структуры горизонтального сжатия. Этим определяется последовательность, в какой сменялись механические обстановки.

На рис. 158 изображено строение участка Скалистых гор в

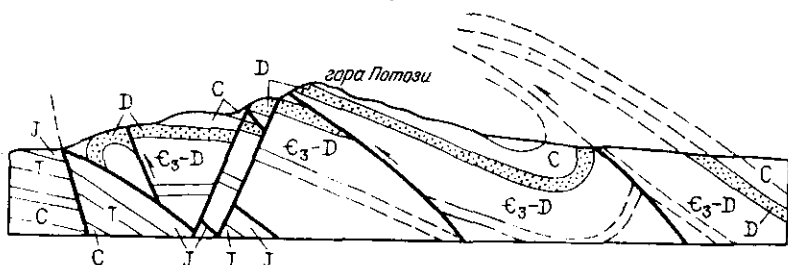


Рис. 158. Геологический профиль, показывающий две стадии разнотипных деформаций: образование складок и надвигов в обстановке горизонтального сжатия и позже — образование нормальных сбросов в условиях горизонтального растяжения. Скалистые горы, США (по А. Ирдли).

Разрывы, изображенные тонкими линиями, — надвиги; толстые линии — сбросы

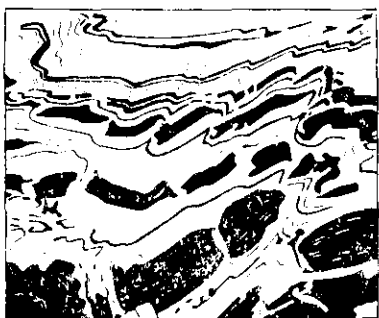


Рис. 159. Будинированные слои, смятые в складки и позже снова разбитые на куски разрывами

США, где проявилась смена механических обстановок. Сначала в условиях горизонтального сжатия образовались опрокинутые складки и чешуйчатые надвиги, а затем в обстановке растяжения возникли нормальные сбросы.

На рис. 159 изображены будинированные слои, смятые в складки и разорванные вместе с окружающими слоями на куски. В этом случае можно говорить о смене трех механических обстановок. Сначала была обстановка растяжения, в условиях которой слои подверглись будинированию. Затем наступила обстановка сжатия, параллельного слоям, и последние изогнулись в складки. И наконец, снова вернулось растяжение, и толща, смятая в складки, разделилась на блоки. Произо-

шел новый будинаж, на этот раз охватывающий не отдельные слои, а целые пачки слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В завершение сделаем несколько замечаний общего характера.

В земной коре возникают напряжения, которые приводят к различным деформациям. Значительные напряжения связаны с нарушением в земной коре гравитационного равновесия. Такие нарушения возникают при неравномерных вертикальных движениях участков земной коры, когда в последней образуются уступы или уклоны. Напряжения возникают при неравномерном прогреве земной коры, приводящем к плотностным неоднородностям, как вертикальным, так и латеральным. Особенно эффективны вертикальные неоднородности, выраженные инверсией плотностей. Плотностные неоднородности могут быть и первичного характера, связанные с распределением осадочных пород разной плотности. Напряжения возникают и там, где вышележащие толщи пород оказывают своей тяжестью неравномерное давление на нижележащие толщи.

Во всех случаях равновесие восстанавливается путем перемещений в материале земной коры. Эти перемещения, будучи неравномерными, и приводят к деформациям. Перемещения происходят в любых направлениях и, только схематизируя действительность, мы говорим обычно либо о горизонтальных, либо о вертикальных перемещениях.

В том, как эти деформации развиваются, огромную роль играет неоднородность горных пород и их комплексов. Можно сказать, что, если бы не было всей сложной неоднородности земной коры, не было бы всего того арсенала структурных форм, который так удивляет своим разнообразием. Например, если бы не было слоистости осадочных и вулканогенных пород, не было бы складок как продольного, так и поперечного изгиба. Если бы не существовала неоднородность в деформационных свойствах зерен, не было бы кливажа. Хотя смена пластической деформации вязким разрывом является свойством и однородной среды, но только неоднородность ведет к тому, что эта смена происходит неравномерно во времени и пространстве: когда в одной части данной структуры уже образовался разрыв, в других ее частях может продолжаться еще пластическая деформация.

Неоднородности деформационных свойств минералов, зерен, пород в целом и их комплексов, плотностные и структурные неоднородности, несплошность среды могут быть исходными, связанными с образованием и размещением пород в их первичном залегании, но могут быть и вновь приобретенными уже в процессе деформаций. В ходе последних происходит постоянное дальнейшее изменение характера и размещения неоднородностей всех типов.

Неоднородность материала и хода деформации ведет к тому, что наиболее общее поле напряжений разбивается на множество полей меньших масштабов и разных порядков. Общее поле горизонтального сжатия и вертикального удлинения при образовании складок продольного изгиба и при их дальнейшем развитии разбивается на поля, охватывающие отдельные пакеты слоев, отдельные слои в разных частях складки, отдельные зерна. Каждое поле ориентировано по-своему. И с каждым полем связаны свои деформации, пластические и разрывные. Только в сумме они соответствуют наиболее общим, средним планам напряжений и деформаций. Ориентировка полей разных порядков и их размещение в течение деформации меняются.

Огромную роль в тектонических деформациях играет длительность геологического времени и медленность деформаций. В этих условиях едва ли не самым важным свойством горных пород оказывается ползучесть — способность пластически деформироваться при очень малых напряжениях. Моделирование с такими маловязкими материалами, как смазочные масла, дает хорошее представление о том, какими свойствами обладают породы при деформации в условиях времени, измеряемого миллионами и десятками миллионов лет. При этом размеры деформаций чрезвычайно велики.

В целом земная кора представляет собой интереснейший объект не только для геолога, но и для механика и физика, желающих изучить, как деформируются большие массы неоднородного материала, подвергаемого небольшим, но очень длительным напряжениям, распределение которых, так же как и свойства среды, меняется в процессе деформации.

Сложность обстановки, в которой происходят тектонические деформации, диктует то, что они поневоле могут рассматриваться только в очень схематизированном и даже идеализированном виде. Идеализированной является любая их классификация. Только в самых простейших своих проявлениях они совпадают с основными выделяемыми в структурной геологии типами. В большинстве случаев тектонические деформации бывают сложными, объединяющими в себе ряд наложенных друг на друга элементарных деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., 1966. 350 с.
- Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., 1977. 155 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. 262 с.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., 1964. 119 с.
- Бронгулесс В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., 1967. 290 с.
- Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954а, № 5, с. 390—410.
- Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954б, № 6, с. 527—545.
- Гзовский М. В. Новое направление изучения складок. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 289—305.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., 1975. 536 с.
- Гончаров М. А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложендислоцированных толщ. Изд. 2-е. Под ред. В. В. Белоусова и В. В. Эза. М., 1977, с. 93—119.
- Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., 1979. 246 с.
- Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. Под ред. А. С. Григорьева и Д. Н. Осокиной. М., 1979, с. 7—25.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953. 309 с.
- Захаров С. А. Генезис покровной складчатости. Душанбе, 1979. 167 с.
- Кириллова Н. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Под ред. В. В. Белоусова и А. А. Сорского. М., 1962, с. 78—109.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. Изд. 2-е. М., 1983. 536 с.
- Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. — Сов. геология, 1966, № 2, с. 70—77.
- Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев Н. П. Микроструктурный анализ. М., 1965. 124 с.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., 1965. 212 с.
- Мак-Лин Д. Механические свойства металлов. Под ред. Я. Б. Фридмана. М., 1965. 431 с.
- Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. Изд. 4-е. М., 1984. 464 с.
- Михайлов В. О. Математическая модель процесса эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1983, № 6, с. 3—18.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Под ред. Г. С. Шапиро. М., 1954. 647 с.
- Осокина Д. Н. Пластичные и упругие низко модульные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., 1963. 196 с.
- Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. Под ред. А. С. Григорьева и Д. Н. Осокиной. М., 1979, с. 139—162.

Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. Изд. 2-е. Под ред. В. В. Белоусова и В. В. Эза. М., 1977. 271 с.

Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, 1981. 180 с.

Паталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау. Алма-Ата, 1975. 195 с.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации земной коры. Под ред. В. В. Белоусова и А. Б. Ефимова. М., 1985.

Розанов Л. Н. Динамика формирования тектонических структур платформенных областей. Л., 1981. 140 с.

Ситтер де Л. У. Структурная геология. М., 1960. 473 с.

Складчатые деформации земной коры; их типы и механизмы образования. Под ред. В. В. Белоусова и А. А. Сорского. М., 1966. 335 с.

Сорвачев К. К. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М., 1978. 124 с.

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Под ред. Ю. Е. Погребинского. Л., 1981. 367 с.

Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., 1977. 144 с.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., 1968. 316 с.

Сычева-Михайлова А. М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотностей горных пород. М., 1973. 137 с.

Тектонофизика и механические свойства горных пород. Под ред. М. П. Воларовича и М. В. Гзовского. М., 1971. 192 с.

Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, 1967. 215 с.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. Под ред. Б. Н. Рыженко и Л. И. Звягинцева. М., 1981. 436 с.

Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. Под ред. А. Н. Заварицкого. М., 1949. 267 с.

Фурмарье П. О развитии сланцеватости. — Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937, т. 1.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 511 с.

Хиллс Е. Элементы структурной геологии. Под ред. М. Г. Руб и Н. А. Фигельман. М., 1967. 479 с.

Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., 1978. 191 с.

Ярошевский В. Тектоника складок и разрывов. М., 1981. 245 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автохтон и аллохтон 85
Агматы 26
Адвекция 32, 153, 155, 233
Акмолиты 25
Автеклиза 46, 47, 71
Антиклинорий 71, 218
Апофизы 26
Астроbleмы 41
- Батолиты 25
Биогермы 14
Бисмалиты 25
Будинаж 61, 139, 172
- Вергентность складок 67, 70, 71
Взброс 83
Врез 82
Виргация складки 53
Вулканы слоистые (стратовулканы) 18
— шитовые 17
Вязкость 106, 120
- Генерации складок 230, 231
Гидролакколиты 39
Главные оси деформаций 95
— напряжений 103
Глубинный разлом 90, 91, 213
Гляциодислокации 39
Горст 83, 205
Грабен 83, 205
- Давление всестороннее 122
— поровое 126
Дайки 17, 18, 21—23, 80
— кольцевые 23
— конические 23
— негипотетические (кластические) 32, 33
— сложные 23
Деформация внутризерновая 134, 135
— кусковая 137
— межзерновая 134, 136
— неоднородная 96, 129
— несовместимая 233
— нетектоническая 5, 6
— однородная 96, 129, 171
— пластическая 105, 116
— простого сдвига 97
— совместимая 233
— тектоническая 5, 112
— упругая 105, 115
— чистого сдвига 97, 102
Диаклазы 76
- Диапиры глубинные 227
— магматические 21
— соляные 58
Дисгармония 57
- Замок складки 48, 49, 196
Зеркала скольжения 87
- Изгиб поперечный 6, 186
— продольный 6, 186
Иероглифы 11
Импактиты 42
Инверсия плотности 58, 152
Интрузивы несогласные (секущие) 18
— согласные 18, 19
— трещинные 21
- Кальдера 23, 41
Катаклаз 88
Кливаж 62—65, 136, 171, 196—202
— обратный всеорообразный 63, 202
— пльчатости 65, 233
— прямой всеорообразный 63, 198
— раскола 61, 198
— скольжения 65
— течения 61, 198, 201
Конвекция 153—155
Корень покрова 85
Кровля слоя 8
Крылья складки 48, 49
Кунол диапировый 59, 60, 153, 157
— интрузивный 21
- Лакколит 20, 21
Лестничные жилы 140
Лоб покрова 85
Лополит 20
- Маар 18
Мигматиты ветвистые 26
— послонные 26
— теневые 26
Микролитоны 61
Мимстическая кристаллизация 175
Моноклиналь 43, 44
Муллион-структура 63
- Надвиг 84, 202
Напряжения девиаторные 103
— касательные 98, 99, 125
— нормальные 98, 99
Некки 17
Несогласование параллельное 13
— угловое 13

- Овал оседания 83
- Олистолиты 35, 89
- Олистостромы 35, 36, 89
- Ось складки 50
- Отдельность 79
- Отдельность подушечная 15
 - столбчатая 16
 - шаровая 15
- Парагенез исторический 189
 - механический 189, 190
 - структурный 189
- Параклазы 76
- Периклиналь 53
- Петротектоника 30
- Пирокластический материал 17
- Пластичность 105
- Плюйчатость 29, 43
- Подошва слоя 8
- Покровы-навесы 221
 - пеннинского типа 227
 - растекания 221
 - скольжения 221
 - стекания (гельветского типа) 222
 - тектонические (шарьяжи) 85
- Поле деформации локальное 183
 - общее 168, 183
 - среднее 183
- Поле напряжений 162
- Ползучесть 109
- Потоки или покровы игнимбритовые 16
 - лавовые 110
- Предел прочности 110
- Прочность длительная 111
 - мгновенная 111
- Раздвиг 80, 204, 210
- Разлинование 61, 140, 172
- Разрушение вязкое 110
 - хрупкое 110
- Разрывы отрыва 110, 141
 - скалывания 110, 141, 142
- Релаксация 106, 107, 108
- Рифт 206
- Сброс 82, 205
- Сдвиг 8, 204, 210
- Силлы 19
- Синеклиза 46, 47, 71
- Синклинорий 71
- Складки антиклинальные 7, 48
 - антиформные 50
 - брахискладки 55
 - веерообразные 51
 - волочения 193, 194
 - всплывания 226
 - гармоничные 56, 57
 - диапировые 57, 160
 - дисгармоничные 57
 - изоклинальные 51, 195
 - концентрические 56
 - коробчатые, или сундучные 51
 - лежачие 52
 - наклонные 6, 52
 - ныряющие (или перевернутые) 52
 - округлые 51
 - опрокинутые 52
 - острые 51
 - подобные 56
 - разломные 203
 - прямые 51
 - итигматитовые 201
 - синклиналильные 48
 - синформные 50
 - сплющивания 192
 - течения 224, 228
 - уплотнения 34, 35
 - шовные 216
- Складчатость дежестивная 72
 - общего смятия 179
 - полная (голоморфная) 66
 - прерывистая (идноморфная) 67, 214
 - промежуточного типа (гребневидная и сундучная) 71
 - эжестивная 72
- Сланцеватость 65, 228
- Слоистость конволютная 31, 32
 - косая 10, 11
 - ритмическая 12
- Слой (или пласт) 8, 9
- Скорость деформации 126
- Стилолиты 38, 39
- Сфенолиты 25
- Текстура линейная 28, 29
 - линейно-плоскостная 28, 29
 - плоскостная 28, 29
 - радиально-плоскостная 28, 30
 - течения 5
- Тектониты 88
- Тектоническая квазитурбулентность 229
- Тектонический меланж 89
- Тектонические окна 85
- Трещины диагональные 77
 - закрытые 76
 - оперения 79
 - открытые 76
 - отрыва 87, 110, 144, 177
 - поперечные 77
 - продольные 77
 - скалывания 87, 110, 143, 177, 178
 - скрытые 76
- Трубки взрыва 18
- Упругость 105

Факолиты 20
Флексура 44, 45
— встречная (антитетическая) 45
— горизонтальная 45
— попутная (синтетическая) 45
Флишевые фигуры 11, 12
Формы залегания 5

Центриклиналь 53

Чешуйчатая структура 152, 203, 227
Число Рэлея 154

Шарнир складки 50
Штоки 24

Экзотические глыбы 35, 89
Этмолиты 25

Ядро складки 48, 49

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
<i>Введение</i>	5
Глава 1. Первичные формы залегания горных пород	8
Первичные формы залегания осадочных горных пород	8
Слой как форма залегания пород	8
Взаимоотношение слоев	12
Массивное залегание осадочных пород	13
Первичные формы залегания вулканических пород	14
Вулканические аппараты (вулканы)	17
Первичные формы залегания интрузивных пород	18
Внутреннее строение интрузивов	26
Глава 2. Вторичные формы залегания нетектонического происхождения	31
Нетектонические деформации в рыхлых осадках	31
Нетектонические деформации в твердых горных породах	35
Деформации, вызываемые изменением объема пород	37
Деформации, вызванные действием ледников и вечной мерзлоты	39
Вулкано-тектонические структуры	40
Метеоритные кратеры (астероблемы)	40
Глава 3. Связные тектонические деформации	43
Связные деформации в слоистых горных породах	43
Моноклиналь	43
Флексура	44
Большие прогибы и выгибы (синеклизы и антеклизы)	45
Складки. Основные особенности их морфологии	47
Изменение формы складок с переходом от одних слоев к другим	55
Диapiровые складки	57
Деформации, сопутствующие складкам	60
Группировка складок	66
Связные деформации магматических пород	73
Глава 4. Разрывные тектонические дислокации	76
Трещины	76
Разрывные смещения	80
Явления, сопровождающие разрывные дислокации	86
Глубинные разломы	90
Глава 5. Основы механики деформаций и разрушения твердых тел	92
Понятие сплошной среды	92
Движения и деформации сплошной среды	93
Напряженное состояние сплошной среды	97
Взаимоотношение напряжений и деформаций	104
Прочность и разрушение тел	110
Глава 6. Особенности механизма тектонических деформаций	112
Методические замечания	112
Различия и изменчивость деформационных свойств горных пород	118
Неустойчивость пластической деформации	129
Влияние неоднородного строения горных пород и их толщ	134

Распределенное приложение сил	138
Неоднородность больших деформаций. Одновременное развитие пластических деформаций и разрывов	141
Перераспределение напряжений в процессе доформации	146
Влияние силы тяжести	151
Глава 7. Поля тектонических деформаций и напряжений	162
Определение главных осей деформации по связным деформациям	164
Восстановление полей деформаций и напряжений по разрывам	177
Кинематический метод восстановления тектонических полей деформаций и напряжений	179
Поля деформаций разных порядков	181
Примеры восстановления полей тектонических напряжений	186
Глава 8. Механические парагенезы структурных форм	189
Механическая обстановка горизонтального сжатия	191
Механическая обстановка горизонтального растяжения	204
Механическая обстановка горизонтального сдвига	210
Механическая обстановка вертикального сдвига	214
Механическая обстановка течения	219
Совместимые и несовместимые деформации	233
<i>Заключение</i>	<i>237</i>
<i>Литература</i>	<i>239</i>
<i>Предметный указатель</i>	<i>241</i>

Владимир Владимирович Белоусов

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Издание 3-е

Зав. редакцией *И. И. Щехура*

Редактор *И. В. Барина*

Переплет художника *В. Б. Гордона*

Младший редактор *М. Ю. Буянова*

Технический редактор *Г. Д. Колоскова*

Корректоры *И. А. Мушникова,*
Н. П. Стерина

ИБ № 2301

Сдано в набор 12.08.85 Подписано к печати 20.02.86

Л-66139 Формат 60×90/16 Бумага тип. № 1

Гарнитура литературная Высокая печать

Усл. печ. л. 15,5 Уч.-изд. л. 16,8

Тираж 4600 экз. Заказ 162

Цена 85 коп. Изд. № 3808

*Ордена «Знак Почета»
издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы*

УВАЖАЕМЫЕ ТОВАРИЩИ!

Заказы на книги
Издательства Московского университета
принимаются от жителей Москвы
по адресу:
117296, г. Москва,
Ломоносовский просп., 18,
магазин «Университетская книжная лавка»

Жители других городов
обслуживаются
магазином № 93 «Книга — почтой»
по адресу:
117168, г. Москва, ул. Кржижановского, 14