

Г. В. ТОХТУЕВ

закономерности деформаций
в неоднородно-слоистых
геологических средах

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

551.24
Т 63

Г. В. ТОХТУЕВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ
В НЕОДНОРОДНО—СЛОИСТЫХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ—1972



93

В работе обобщены результаты исследований по закономерностям деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах на примере наиболее типичных для данного вида форм - структур буднак - и некоторых других структур.

Рассматривается значение физико-механических свойств пород при образовании структур буднак, дается систематика их генетических типов, морфокинематики, морфометрии.

Как пример общности характера деформации в неоднородно-слоистых толщах земной коры приводится характеристика соляных диапиров, гранито-гнейсовых инфраструктур и типы деформаций планетарных оболочек земной коры.

Рассчитана на геологов широкого профиля, преподавателей и студентов вузов геологической специальности.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
академик АН УССР Я.Н.Белевцев

Р е ц е н з е н т ы :
доктор геол.-мин. наук Д.Г.ТКАЧУК,
кандидат геол.-мин. наук В.А. РЯБЕНКО

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В.Н.Завярюхина

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1967 г. автором опубликована монография, посвященная проблеме происхождения и геологического значения структур будинаж. В ней были обобщены результаты собственных исследований и широкие литературные данные по этим своеобразным и интересным структурным формам, что позволило разработать современные представления о структурах будинаж, впервые всесторонне рассмотреть и систематизировать их морфологию, морфометрию, выделить различные генетические типы и механизмы их образования, определить закономерности пространственного размещения и роль в локализации оруденения.

Дальнейшие исследования в этом направлении и особенно анализ условий возникновения структур будинаж привели автора к более широким обобщениям относительно особенностей деформаций в неоднородно-слоистых геологических толщах и средах. Изучение этих деформаций показывает, что структурные формы, возникающие в самых различных неоднородно-слоистых геологических средах, имеют некоторые общие черты, что свидетельствует об определенной общности условий и механизма их образования, обусловленной физической сущностью чередования слоев (пластов, толщ и т.д.), отличающихся по физическим свойствам (пластичности, хрупкости, упругости, прочности). Продолжавшиеся исследования структур будинаж ставили целью углубление и детализацию изучения вопросов образования этих структур, выявление закономерностей соотношения их параметров, разработку методических вопросов их изучения и т.д.

В настоящей работе изложены в сжатой форме результаты последнего этапа исследований. Рассмотрен вопрос о роли физико-механических свойств пород в формировании структур будинаж (ряды прочности и жесткости пород, зависимость физико-механических свойств от состава, петрографической структуры, тектонической структуры пород, от температуры и давления и т.д.). Приводятся морфокинематическая

и морфометрическая классификации структур будинаж, анализируются количественные соотношения длины и мощности будин, межбудинных пережимов и зон деформации. Рассматриваются данные микроструктурного анализа и делаются выводы о типе тектонических деформаций при образовании будин. Предлагается методика изучения и документации структур будинаж для геологов производственных и научно-исследовательских организаций. Большая глава посвящена результатам выявления общих закономерностей деформации в неоднородно-слоистых геологических средах, где рассматриваются различные типы структур (соляные купола, гнейсово-мигматитовые купольные инфраструктуры, планетарные формы залегания оболочек земной коры) и акцентируется общность некоторых черт, свойственных данным структурам.

Автор выражает благодарность ответственному редактору академику АН УССР Я.Н.Белевцеву за принятый на себя труд научного редактирования книги и всем товарищам по работе за дружеское содействие и помощь.

ВВЕДЕНИЕ

Тектонические деформации, развивающиеся в геологических толщах с резкой послойной неоднородностью пород, создают своеобразные структуры, наиболее типичными представителями которых являются структуры будинаж.

Под термином "будинаж" предложивший его бельгийский геолог Макс Дозест (1909) понимал своеобразную деформацию, при которой жесткий слой (пласт, жила и т.п.), залегающий в пластичной толще, разделен на куски, имеющие в поперечном сечении вид вытянутых в длину сосисок, колбасок, соединенных шейками или отделенных друг от друга (рис. I).

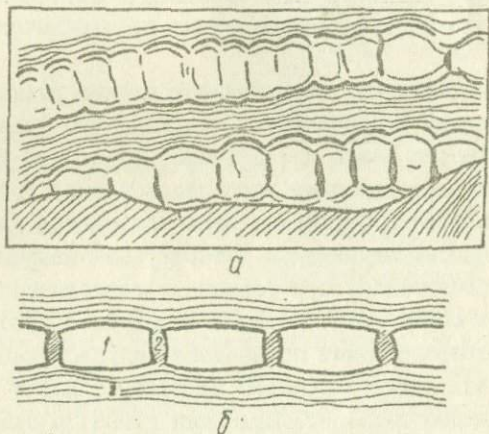


Рис. I. Классический будинаж, по М. Дозесту:
а - будинаж нижнедевонских кварцитов в сланцах района Пастань, Бельгия; б - боченкообразный будинаж (схема).

В настоящее время большинство исследователей придает термину "будинаж" более широкое значение, включая в это понятие, во-первых, разделение жесткого слоя на блоки любой формы (будинаж выжимания) и, во-вторых, формирование раздувов и пережимов пластичного слоя (будинаж нагнетания, Гзовский, 1960). Такое, на первый взгляд слишком широкое толкование термина "будинаж", можно считать тем не менее вполне правомерным и естественным.

Будинаж по своему значению может быть сопоставлен со складчатостью, так как он представляет всю специфику деформации неоднородно-слоистых толщ и образование самых разнообразных форм разделения или нагнетания отдельных слоев. Поэтому его общее значение должно быть таким же широким, как понятие складок. Складки разделяют в зависимости от действующих сил, вызывающих их возникновение, на тектонические, гравитационные, физико-химические; будинаж также может быть тектоническим, гравитационным и физико-химическим. По механизму образования выделяют складки нагнетания, общего смятия, продольного изгиба, поперечного изгиба и т.д. Точно так же и будинаж образуется в результате нагнетания, расплющивания, смятия и т.д. Эти параллели можно продолжить, обратившись к таким структурным формам, как трещины (тектонические, не тектонические и т.д.), кливаж (эндогенного и экзогенного происхождения). Следует, по-видимому, признать, что образование будинажа не ограничивается тектоникой.

Генетические типы структур будинаж весьма разнообразны. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что практически любой процесс на поверхности Земли или в земной коре, при котором происходит дифференциальное движение масс неоднородной среды, может привести к возникновению будинажа. Ниже приводятся выделенные автором (по собственным наблюдениям и литературным данным) генетические типы будинажа, образующиеся при различных геологических процессах. Здесь нуждается в объяснении "будинаж морской, озерной и речной пены", выделение которого может показаться неправомерным. Однако основания для его выделения настолько же весомы, как и для любого другого генетического типа. В.В.Шулейкин (1968) в одном из морских заливов на севере встретил толстые слои образовавшейся при волнении моря пены, которая была разделена на блоки размерами около 1 м. Автор наблюдал в затоках р.Днепра во время половодья скопления пены толщиной до 10 см, которые были разделены на округленные блоки, линзы со следами течения; ширина этих блоков колеба-

лась в пределах 10–50 см с вытянутостью, превышающей мощность в 2–5 раз. Механизм образования их в принципе не отличается от обычного будинажа: здесь имеется два разнородных слоя – вода, обладающая весьма высокой текучестью, и пена, играющая роль жесткого слоя. Движение воды вызывает деформацию слоя пены с образованием пережимов, округлых линзовидных форм или с разрывом на прямоугольные блоки. Это редко встречающиеся конвергентные структуры, не имеющие широкого распространения и значения; они приводятся как пример

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СТРУКТУР БУДИНАЖ

Геологические процессы, при которых возникает будинаж	Генетический тип будинажа
Гипергенез	Диагенетический Оползневой Ледниковый Морской, озерной и речной пены
Тектогенез осадочных толщ	Соскладчатый (связанный со складчатостью) Приразрывный (сопровождающий разрывные нарушения)
Метаморфизм	Образующийся при региональном метаморфизме Образующийся при ультраметаморфизме Образующийся при регрессивном метаморфизме Образующийся при метасоматозе
Магматизм (вулканизм)	Образующийся в процессе застывания первично-расслоенных плутонов Возникающий при формировании жил и даек различного состава Лавовых потоков

исключительного разнообразия условий и среды, в которой могут возникать подобные формы. Все прочие генетические типы структур будинажа были ранее охарактеризованы автором (Тохтуев, 1967, 1969), поэтому останавливаться на них нет необходимости.

Таким образом, для термина "будинаж" можно предложить общее определение:

Будинаж – вид деформации отдельных слоев, пластов, жил в неоднородно-слоистых средах (горные породы, осадки, расплавы и т.д.), заключающийся в разделении их на блоки, линзы и т.п., а также в

образовании раздувов и пережимов; причиной деформации являются дифференциальные движения различного характера и происхождения.

Более конкретные определения можно дать для двух основных групп будинажа — выжимания и нагнетания.

Будинаж выжимания — деформация в слоистых неоднородных по составу и свойствам геологических средах, обусловленная сжатием, ориентированным нормально к слоистости; деформация выражается в течении пластичных слоев, растяжении и разрыве на блоки чередующихся с ними более жестких слоев.

Будинаж нагнетания — деформация пластичных слоев (жил) в неоднородно-слоистой толще при ориентировке сил сжатия параллельно слоям (жилам); деформация заключается в образовании раздувов и пережимов деформируемого слоя.

Как следует из этих определений, конкретность и границы применения термина "будинаж" нами строго сохраняются, несмотря на широкое его понимание, так как под ним подразумевается вполне определенный вид деформаций, обусловленных двумя основными факторами: наличием неоднородной слоистой среды с послойно-различными физическими свойствами (прочностью, пластичностью, упругостью и т.д.) и воздействием на эту среду или возникновением в ней самой напряжений сжатия и растяжения, вызывающих послойные деформации течения, разрыва, скальвания, выжимания и нагнетания.

Исследованиями последних лет (Судовиков, 1957, 1963; Тохтуев, 1957, 1958, 1963, 1969; и др.) особенно подчеркивается огромное значение структур будинаж в геологии, в познании многих сторон геологических процессов развития и изменения земной коры. Благодаря свойственным им специфическим особенностям они позволяют судить о степени, направлении и типе деформации пород, об относительной пластичности, жесткости и хрупкости пород во время дислокации, определять степень метаморфизма, выявлять связь между тектоническими движениями и метаморфизмом, устанавливать приуроченность к ним оруденения и т.д.

Весьма важное значение имеет также закономерности пространственного размещения структур будинаж и связи их со складчатостью. Детальные исследования автора и обобщение литературных данных позволили выделить следующие типы пространственной ориентировки структур будинаж в пределах крупной складки или складчатой зоны:

1) ориентировка будин нормально к шарнирам складок (широко распространена); 2) ориентировка диагонально к шарнирам складок; она подразделяется на три подтипа: а) склоняющиеся в сторону погружения шар-

нира складки; б) склоняющиеся в направлении, обратном погружению шарнира складки; в) склоняющиеся в двух пересекающихся направлениях; первые два подтипа наиболее широко распространены, третий подтип встречается реже; 3) ориентировка параллельная шарнирам складок; имеет подчиненное развитие по сравнению с первыми двумя типами.

Огромное практическое значение имеет структура будинаж как рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры. Изучение и анализ обширных фактических материалов по структурам разнообразных месторождений показывает, что роль структур будинаж в локализации полезных ископаемых исключительно велика.

Концентрация полезных ископаемых происходит, как правило, в межбудинных пережимах, где создаются благоприятные условия для циркуляции растворов (расплавов) и отложения из них рудных минералов. Известен также и пострудный будинаж, приводящий к деформации рудных тел и разрыву их на блоки, линзы. Знание закономерностей размещения в пространстве структур будинаж, контролирующих оруденение, имеет исключительно важное значение для поисково-разведочных и горноэксплуатационных работ.

Установлено, что в магматических месторождениях, связанных с первично-расслоенными плутонами, структуры будинаж контролируют промышленные скопления хрома, титана, платины, никеля и других металлов. Месторождения пегматитов на Балтийском щите размещаются обычно в межбудинных участках крупных будин (макробудинаж) амфиболитов среди гнейсов. Очень ярко проявляется связь оруденения со структурами будинаж для полиметаллических месторождений: например, крупные рудные тела месторождений Алтая и Прииртышья отчетливо тяготеют к участкам межбудинных разрывов и выклинивания линзообразных блоков кварцитов, залегающих среди сланцев. Аналогичное значение структур будинаж для колчеданных месторождений Урала, северного Кавказа и других районов.

В пределах Украинского щита широко распространен и четко выражен будинаж в железистых формациях, контролирующей залежи богатых железных руд. Концентрация железорудного вещества происходит здесь как в результате удаления кварца из межбудинных пережимов железистых пластов (относительное обогащение), так и в результате привноса и отложения в этих участках рудных минералов. Межбудинные рудные тела богатых железных руд выявлены на большинстве рудников Криворожского бассейна, на месторождениях Кременчугского, Белоозерского и Володарского железорудных районов.

Далее рассматриваются общие закономерности деформации в неоднородно-слоистых геологических средах, в результате которой образуются очень важные в геологическом отношении структуры, имеющие сходную морфологию и кинематические признаки. Главнейшими из этих структур (после наиболее типичных и широко распространенных форм будинажа) являются солянокупольные диапиры, гранито-гнейсовые и мигматитовые инфраструктуры и, по-видимому, планетарные оболочки земной коры, а возможно, и мантии. Общность этих разнотипных структур обусловлена теми двумя факторами, о которых уже говорилось, а именно, что, во-первых, они развиты в неоднородных толщах, слагающихся из чередующихся слоев, пластов различной жесткости и пластичности, во-вторых, вызываются тектоническими, гравитационными или другими напряжениями с дифференциальным распределением максимальных и минимальных значений, т.е. с волновым характером движения.

Эта общность обуславливает сходство их морфологии, соотношений параметров и позволяет говорить о едином в своей основе механизме образования, хотя условия образования этих структур часто различны. Сходство механизма образования дает право на применение принципа аналогии, что, как показали проведенные исследования, вполне себя оправдывает и позволяет путем сопоставления различных типов структур выявлять свойственные им закономерности.

Далее приводятся данные исследований напряженного состояния массива по шахте "Коммунар" (Кривой Рог), в результате которых установлено наличие в горном массиве остаточных тектонических напряжений сжатия и растяжения, сохранившихся в структурах мезобудинажа.

Констатируя огромное геологическое значение структур будинажа, нельзя не признать очевидную необходимость самого тщательного их изучения. Между тем именно эти важные структуры, как правило, не изучаются и часто даже не фиксируются. В лучшем случае о них упоминают, не приводя никаких данных о морфологии, морфометрии, условиях и механизме образования, пространственном размещении, связи с ними полезных ископаемых и других важных данных, позволяющих детальнее и глубже разобраться в характере и последовательности геологического развития изучаемого района, что дало бы возможность получить дополнительные исходные данные для теоретических разработок по различным вопросам тектоники, метаморфизма, магматизма и рудообразования.

В связи с этим в книге приводится методическая глава с целью

ознакомления широких масс геологов-производственников и исследователей с методами изучения и документации структур будинаж с другими формами дислокации в неоднородно-слоистых средах, с конкретными требованиями — как и что необходимо фиксировать и изучать в местах развития будинажа с тем, чтобы получить максимум полезной информации, которая помогла бы с наибольшей полнотой расшифровать ход и последовательность геологического развития района.

РОЛЬ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД
В СПЕЦИФИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ТИПА
БУДИНАЖ
(на примере пород Украинского щита)

Характер проявления тектонических деформаций и особенности образования различных структурных форм обуславливаются многими факторами, среди которых большое значение имеют физико-механические свойства пород, подвергавшихся деформации.

Поскольку горные породы большей частью неоднородны по составу, их физико-механические свойства довольно сильно изменчивы, что способствует значительному разнообразию тектонических деформаций. Поэтому знание физико-механических свойств дает возможность более точно разобраться в характере деформаций, последовательности развития и специфике формирования различных тектонических структур. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что морфология и тип структур, преобладающее значение того или иного вида деформации и определяемого им типа структурных форм и даже относительная интенсивность проявления деформации во многом определяются физико-механическими свойствами пород, сочетанием слоев с различными свойствами.

По Украинскому щиту наиболее значительные по объему исследования физико-механических свойств пород проводились в НИГРИ и тресте "Кривбассгеология" под руководством автора с 1957 по 1963 год (Тохтуев, и др. 1960₁, 1960₂, 1962₁, 1962₂, 1963, 1965, 1966). Эти исследования предназначались в основном для горнотехнических целей, но в связи с тем, что набор определяемых величин был очень широк (определялось свыше 25 различных физико-механических констант), полученные данные могут служить исходным фактическим материалом для решения различных геологических вопросов и использовать-

ся и теперь для геофизических исследований, геологоразведочных работ и других целей прикладного и теоретического значения. Исследовались различные типы пород и руд Криворожского бассейна, Правобережного района (Кременчугско-Криворожской структурно-фациальной зоны), Верховцевско-Бузулульской, Коняско-Белозерской и Орехово-Павлоградской структурно-фациальных зон, т.е. охвачен весь регион Большого Кривого Рога. Изучались прочностные и упругие свойства пород в условиях основных видов деформации: сжатия, растяжения, изгиба и сдвига (скальвания), — это наиболее важные константы для структурно-тектонического анализа, помогающие восстанавливать условия формирования структур в процессе тектогенеза. Исследовались также взаимосвязи физико-механических свойств пород с их составом, структурно-текстурными особенностями, пористостью, микротектоническими деформациями (кливажем и др.) и целым рядом других факторов.

Ниже приводятся краткие обобщенные данные определения основных физико-механических свойств по типам наиболее распространенных пород, сведенные в табл. 1, в которой породы расположены в виде последовательного ряда по убывающей прочности на сжатие. Физико-механические показатели по другим видам деформации (растяжение, изгиб, скальвание) в основном соответствуют приводимому ряду за немногими исключениями.

В начале ряда прочности находятся мартитовые роговики и джеспилиты, обладающие самыми высокими показателями прочности, хрупкости и сцепления. Показателем хрупкости является отношение прочности на сжатие к прочности на растяжение, которое для данных пород достигает величины 30-50, что характеризует эти породы как весьма хрупкие. Обращает на себя внимание крайне высокая величина сцепления, в 3-10 и более раз выше, чем для всех прочих пород. Это обстоятельство крайне важно, так как, по-видимому, именно этим объясняется специфика образования структур будинач без проскальзывания по слоистости, что свойственно только данным породам.

Второе место прочностного ряда занимают магнетитовые, гематито-магнетитовые и силикатно-магнетитовые роговики, — породы также весьма высокой прочности, но отличающиеся несколько меньшей прочностью на растяжение и значительно меньшими величинами сцепления.

На третьем месте в ряду прочности находятся плотные мартитовые руды; они несколько обособляются по своим свойствам. Прочность на сжатие у них соразмерна с двумя первыми типами, однако упругие свойства значительно отличаются: коэффициент Пуассона достигает

0,3 - 0,4, т.е. выше, чем у сланцев. Хотя этому противоречит низкая прочность на растяжение (более чем в 40 раз ниже прочности на сжатие), есть основания полагать, что она значительно занижена за счет микродеформаций, не замеченных при определении.

Необходимо отметить, что плотные руды и рудные прослойки железистых роговиков в условиях метаморфизма отличались высокой пластичностью, о чем свидетельствует тот факт, что рудные магнетитовые слои обычно обтекают заключенные в них кварцевые будины.

Четвертое, пятое и шестое места ряда прочности занимают соответственно пироксениты и перидотиты, диабазы, амфиболиты. Прочность на сжатие этих пород близка, отличие для диабаза - высокий модуль упругости, для амфиболита - низкий показатель хрупкости (отношение прочности на сжатие к прочности на растяжение). Дальнейшее продолжение ряда прочности составляют граниты и пегматиты (7-8 места в ряду), отличающиеся весьма высокой хрупкостью. Близкие к ним по прочности на сжатие серпентиниты (9 место) и силикатно-мартитовые роговики (10 место) обладают меньшей хрупкостью.

Ниже в ряду прочности находятся аркозовые песчаники и мигматиты, амфиболовые гнейсы, силикатные роговики, филлиты и биотитовые гнейсы. Это породы наряду с пониженной прочностью обладают заметной пластичностью, несут обычно следы пластического течения.

Ниже идет группа слюдястых, хлорито-слюдястых и др. сланцев, которая характерна довольно резко выраженной анизотропией прочностных и упругих свойств; абсолютные значения всех видов свойств в направлениях перпендикулярно и параллельно слоистости и сланцеватости отличаются в 1,5-2 раза.

В конце ряда прочности находятся карбонатные породы и пористые мартитовые и мартито-магнетитовые руды, обладающие довольно низкой прочностью, причем первые характеризуются повышенной пластичностью, тогда как вторые отличаются высокой жесткостью. Замыкают ряд прочности породы с самой низкой прочностью - карбонато-хлорито-тальковые сланцы, у которых отношение прочности на сжатие к прочности на растяжение меньше 4, величины прочности на растяжение и скалывание одинаковы, а также самая низкая величина сцепления.

Анализируя табл. 1, нетрудно заметить, что последовательность ряда прочности не соответствует некоторым другим показателям физико-механических свойств (в частности, упругости, жесткости и сжимаемости), которые имеют наиболее важное значение при тектонических деформациях. В связи с этим возникла необходимость в составлении

Горные породы	Сжатие			Растяжение	
	Предел проч-ности, кг/см ²	Модуль упругости E · 10 ⁻³ , кг/см ²	Коэффициент Пуассона	Предел проч-ности, кг/см ²	Модуль упругости E · 10 ⁻³ , кг/см ²
Мартитовые роговики и джеспилиты	2540 2830	- 980	- 0,21	90 50	1460 1530
Магнетитовые и мартито-магнетитовые роговики мелкозернистые	2550 2430	870 900	0,20 0,21	30 -	1030 -
Мартитовая руда, весьма хрупкая, плотная	2290 2220	1170 1600	0,30 0,40	11 -	1330 2000
Перидотиты и пироксениты	2100	1080	0,24	-	-
Диабазы	1980	1780	0,22	-	-
Амфиболиты	1890	960	0,20	100	1120
Граниты микроклин-плагноклазовые	1650	1920	0,24	-	520
Пегматиты	1450	1160	0,25	-	-
Серпентиниты	1450	-	-	-	-
Силикатно-мартитовые роговики	1450	1490	0,14	-	-
Архозовые метапесчаники	1290	225	0,16	30	-
Мигматиты	1200	175	0,26	-	-
Гнейсы амфиболовые	1100	186	0,24	-	-
Силикатные роговики	1100	-	-	-	-
Филлиты	1060	700	0,26	-	-
Гнейсы биотитовые	1040	118	0,25	-	-
Аспидные (серицит-кварцевые сланцы)	1420 830	538 758	0,33 0,17	- 70	- 1310
Хлорито-аспидные сланцы	600 730	280 540	0,14 0,30	20 10	600 1100
Доломиты и карбонатные породы	670	133	0,24	-	-
Мартито-магнетитовые руды пористые	600	930	0,17	-	-
Мартитовые руды пористые	550	1165	0,26	-	-
Карбонато-хлорито-таляковные сланцы	230	100	0,23	60	90

ГОРНЫХ ПОРОД БОЛЬШОГО КРИВОГО РОГА

Изгиб		Сдвиг		Модуль сдвига $G \cdot 10^3$ кг/см ²	Сжимае- мость $K \cdot 10^6$ кг/см ²	$\sigma_{ск}$ $\sigma_{раст}$
Предел прочности, кг/см ²	Модуль упругости $E \cdot 10^{-3}$ кг/см ²	Предел прочности, кг/см ²	Сцепление, кг/см ²			
230	560	1225	1230	-	-	28,2
220	800	890	1660	405,0	4,35	56,6
440	190	1200	380	362,5	4,83	85,0
260	-	1150	470	371,9	4,73	-
250	-	1060	-	450,0	4,13	208,0
200	-	1255	480	571,4	3,37	-
-	-	-	-	435,4	4,11	-
-	-	-	-	729,5	2,43	-
-	-	640	350	400,0	4,37	18,9
-	-	-	-	774,2	2,31	-
-	-	-	-	464,0	3,88	-
-	-	-	-	214,91	7,84	-
140	-	970	310	96,96	17,60	43,0
-	-	-	-	69,44	26,1	-
-	-	-	-	75,0	24,0	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	500	300	277,8	6,51	-
-	-	-	-	47,4	38,00	-
218	400	250	90	221,05	8,47	-
175	277	-	-	323,93	5,27	12,0
330	440	-	110	122,8	13,70	30,0
340	510	180	30	207,6	8,89	73,0
-	-	-	-	53,63	33,4	-
-	-	-	-	397,43	4,32	-
80	600	60	-	462,1	3,91	-
110	270	-	40	40,65	43,80	3,8

другого последовательного ряда пород, который характеризовал бы закономерное уменьшение жесткости и повышение сжимаемости и упругости. Такой ряд называется "рядом жесткости" (табл. 2).

Рассматривая составляющие табл. I абсолютные значения модуля сдвига G (характеризующего жесткость пород), сжимаемости K и упру-

Таблица 2

Ряды жесткости

Группа жесткости	Порода	Модуль сдвига, $G \cdot 10^3$, кг/см ²	Сжимаемость $K \cdot 10^{-6}$, кг/см ²	Модель упругости $E \cdot 10^{-3}$, кг/см ²	Коэффициент Пуассона
Весьма высокая	Граниты кировоградско-житомирского типа	770	2,30	1920	0,24
	Диабазы	730	2,40	1780	0,22
	Мартитовые руды плотные	570	3,40	1600	0,3
		450	4,10	1170	0,4
	Пегматиты	470	3,90	1160	0,25
	Мартитовые руды пористые	460	3,90	1165	0,26
Высокая	Перидотиты и пироксениты	435	4,10	1080	0,24
	Мартитовые роговики и джеспилиты	405	4,70	980	0,21
	Амфиболиты	400	4,40	960	0,20
	Мартито-магнетитовые руды пористые	397	4,30	930	0,17
	Магнетит и мартито-магнетитовые роговики	360	4,80	870	0,30
	Средняя	Графитито-серицито-кварцевые (аспидные) сланцы	320	5,30	758
		220	8,50	588	0,30
Филлиты		280	6,50	700	0,26
Силикатно-мартитовые роговики		215	7,80	490	0,14
Хлорито-серицитовые сланцы		210	8,90	540	0,30
		120	14,0	280	0,14
Аркосовые метапесчаники		100	17,6	225	0,16
Низкая		Гнейсы амфиболитовые	75	24,0	186
	Мигматиты	70	26,1	175	0,26
	Доломиты и другие карбонатные породы	50	33,4	133	0,24
	Гнейсы биотитовые	47	38,0	118	0,25
	Хлорито-тальковные сланцы	40	43,8	100	0,23

жесткости E , можно заметить, что по этим трем показателям породы отчетливо обособляются в четыре группы жесткости.

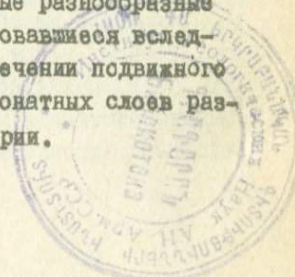
В первую группу входят граниты, диабазы, пегматиты и марти-
товые руды плотные и пористые. Для группы характерны величины мо-
дуля сдвига выше $450 \cdot 10^{-3}$ кг/см², модуля упругости выше
 $11 \cdot 10^6$ кг/см² и сжимаемости ниже $4 \cdot 10^{-6}$ кг/см².

Вторая группа объединяет ультраосновные и основные породы,
мартиновые и магнетитовые роговики, джеспилиты и руды; физико-
механические показатели здесь изменяются в следующих пределах: мо-
дуль сдвига $450 \cdot 10^{-3} - 350 \cdot 10^{-3}$ кг/см², модуль упругости $E - 1 \cdot 10^6 -$
 $8 \cdot 10^5$ кг/см² и сжимаемость $K - 4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-6}$ кг/см².

Породы, составляющие первую и вторую группу ряда жесткости,
служат основным объектом развития структур будинаж. Подавляющее
большинство будин в метаморфических комплексах Украинского щита
представлено именно этими породами.

В третью группу входят различные сланцы, филлиты, аркозовые
песчаники, силикатно-железистые роговики. Пределы колебаний физико-
механических показателей здесь следующие: модуль сдвига
 $G - 39 \cdot 10^3 - 100 \cdot 10^3$ кг/см², модуль упругости $E - 7,5 \cdot 10^5 -$
 $2 \cdot 10^5$ кг/см² и сжимаемость $K - 4 \cdot 10^{-6} - 20 \cdot 10^{-6}$ кг/см². Породы
этой группы часто являются вмещающей пластичной массой для будин,
сложенных породами первой и второй групп. Несколько особняком
стоят аркозовые песчаники и силикатно-железистые роговики; они
вошли в третью группу лишь потому, что первые богаты серицитом,
а вторые - сланцевой составляющей различного состава (сланца,
серицит, амфибол), которой и обусловлены сравнительно низкие пока-
затели жесткости этих пород, хотя по основному составу эти породы
более подходят ко второй группе.

Четвертая группа состоит из гнейсов, мигматитов, карбонатных
пород и карбонатно-хлорито-тальковых сланцев. Для нее характерны
следующие значения физико-механических констант: модуль сдвига
 $G - 40 \cdot 10^3 - 100 \cdot 10^3$ кг/см², модуль упругости $E - 1 \cdot 10^5 -$
 $2 \cdot 10^5$ кг/см² и сжимаемость $K - 24 \cdot 10^{-6} - 43 \cdot 10^{-6}$ кг/см². Эти
породы являются весьма благоприятной средой для возникновения в
них при деформации будинажа жестких слоев. Широко распространенные
в пределах Украинского щита гнейсы и мигматиты благодаря высоким
пластическим свойствам почти повсюду содержат самые разнообразные
по составу, размерам и форме будинные тела, образовавшиеся вслед-
ствие растяжения жестких слоев при пластическом течении подвижного
гнейсового материала. Такого же типа будинаж карбонатных слоев раз-
вит и в хлорито-тальковых сланцах криворожской серии.



В условиях метаморфизма низкой ступени (фа́ция зеленых сланцев), как показывают геологические наблюдения, последовательность ряда жесткости в основном сохраняется. Лишь магнетитовые и гематито-магнетитовые руды переходят в нижнюю половину ряда жесткости, являясь пластичной вмещающей массой для жестких прослоев железистых и безрудных роговиков.

При метаморфизме высокой ступени (амфиболитовая и гранулитовая фа́ция) последовательность ряда нарушается в большей степени главным образом вследствие общего повышения пластичности. Однако и в этих условиях установленный ряд жесткости не терит своего значения, так как породы, составляющие первую его половину, будут относиться к менее пластичным, а породы второй половины ряда жесткости — к более пластичным. Исключение составят лишь магнетитовые, гематито-магнетитовые руды, железистые роговики и джеспилиты, которые переходят в разряд пластичных, а карбонатные породы, наоборот, приобретают относительно более высокую жесткость и переходят в верхнюю половину ряда жесткости (по данным геологических наблюдений Делицина, 1958, и экспериментальным исследованиям различных авторов).

Абсолютные величины различных физико-механических констант горных пород изменяются в широких пределах в зависимости от литолого-петрографических особенностей последних. Исследование этого вопроса в различных районах Большого Кривого Рога (Тохтуев и др., 1960, 1962₁, 1962₂, 1963, 1966) показало, что существует довольно четкая зависимость физико-механических свойств от минерального состава, структуры, пористости и ряда других геологических факторов. Наиболее важным фактором, определяющим максимальные колебания абсолютных значений прочностных свойств, является минеральный состав, количественные соотношения минералов и характер их срастания. Наиболее прочные породы прочностного ряда — мартитовые роговики и джеспилиты — обязаны своей высокой прочностью, во-первых, минеральному составу — они состоят из двух минералов высокой твердости — кварца и мартита, а во-вторых, весьма прочному срастанию этих минералов. Оба минерала расположены в чередующихся рудных, рудно-кварцевых и кварцевых прослойках. Структура роговиков и джеспилитов гранобластовая, рудный минерал образует полиэдрические сростки, которые нередко соединяются в цепочки. Срастание зерен обоих минералов весьма плотное, граница между отдельными зернами кварца часто устанавливается лишь по их различной оптической ориентировке; не менее плотное срастание кристаллов мартита, в полировке которого установить границы отдельных зерен обычно невозможно. Прочностные связи между рудными

и кварцевыми зернами в этих породах также исключительно высоки. Обычно на контакте рудных и кварцевых прослоек наблюдаются прорастания одного минерала другим. При определении прочности срастания зерен мартита и кварца путем измерения микротвердости минералов и контактов между ними получены следующие средние величины: мартит - 1150, кварц - 1380, контакт между ними - 1200 кг/см².

Изучение под микроскопом образцов, подвергшихся раздавливанию, показывает, что трещины, образовавшиеся при разрушении породы, часто проходят не по контакту между зернами, а раскалывают сами зерна. Это свидетельствует о том, что прочностные связи между зернами равнопрочны самим минералам.

По составу и строению мартитовые роговики и джеспилиты характеризуются весьма высокой прочностью на сжатие (табл. I).

Количественное соотношение минералов для данного типа пород не имеет существенного значения, так как оба минерала - кварц и мартит - примерно равнопрочны (твердость кварца, по Моосу, - 7, мартита - 6,5; микротвердость кварца - 1240-1420 кг/см², мартита - 1130-1180 кг/см²). В связи с этим можно полагать, что прочность мартитовых роговиков и джеспилитов не зависит от размера зерен и вида рудной агрегации, если не вступают в действие другие дополнительные факторы. В тех случаях, когда породы слагаются минералами резко различной твердости, на первый план выступают количественные соотношения минералов. В качестве примера можно привести данные по испытаниям силикатно-мартитовых роговиков, состоящих из прослоек трех видов - кварцевых, мартитовых и сланцевых (окраскованных). Микротвердость последних колеблется в пределах 60-180 кг/см². Для этих пород механическая прочность на сжатие находится в тесной зависимости от процентного содержания сланцевых слоев. Результаты исследования данной зависимости изображены на графике (рис. 2). Каждая точка на графике представляет группу образцов с количеством индивидуальных определений от 10 до 25. На графике видна четкая обратная зависимость прочности от количества сланцевых прослоек, представленная кривой, выходящей при количестве сланцевых прослоек более 20%. Общее снижение прочности с 2000 до 750 кг/см² обусловлено увеличением содержания сланцевых прослоек от 5 до 30%.

Наличие в железистых породах и железных рудах карбонатов также понижает их прочностные свойства. Исследования показали, что содержание в мартитовой руде карбонатов около 10% снижает их прочность

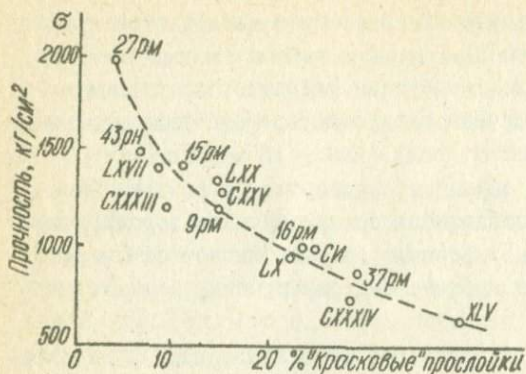


Рис.2. Зависимость прочности силикатно-мартитовых роговиков от количества в них сланцевых ("красковых") прослоек.

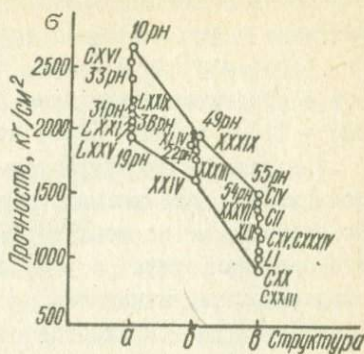


Рис.3. Зависимость прочности породы от типа структуры: а - сочетание гранобластовой и лепидогранобластовой структур; б - гранобластовая, гетерогранобластовая структуры и их сочетания; в - гранобластовая, микрогранулированная структура.

на 20% и более. Аналогичную роль играют биотит, хлорит и другие минералы с низкой твердостью.

Значительно повышается прочность пород при окварцевании, которое нередко наблюдается в мартитовых рудах, мартитовых роговиках и джеспилитах, реже в других породах. В окварцованных мартитовых рудах кварц как бы пропитывает основной рудный каркас; рудный минерал в виде сростков и отдельных зерен как бы впаян в крупные зерна кварца или кварцевые поля с близкой оптической ориентировкой. Такое строение обуславливает исключительно высокую прочность на сжатие - до 3200 кг/см².

Упругие свойства горных пород зависят в основном от упругих констант слагающих их минералов. Б.П.Беликов (1964) на основании исследований К.С.Александрова и Т.Б.Рыжовой (Институт физики СО АН СССР) и литературных данных вычислил упругие константы породообразующих минералов (табл.3). Как видно из табл.3, значения модуля Юнга для темновесных минералов и особенно корунда высокие.

Коэффициенты Пуассона породообразующих минералов в основном близки между собой (0,2-0,3). Кварц характеризуется очень низким коэффициентом Пуассона (0,085). Это объясняет низкие значения последнего в породах, содержащих много кварца (кварциты, песчаники,

Т а б л и ц а 3

Усредненные данные упругих констант породообразующих минералов (по Б.П.Беликову, 1964)

Минерал, местонахождение	Объемный вес, г/см ³	Мо- дulia Юнга	Мо- дulia сд- вига	Модуль объем- ного сжатия, кг/см ²	Коэффи- циент Пуас- сона	Скорость упругих волн	
		Е · 10 ⁵ , кг/см ²	ε, кг/см ²			10 ⁵ км/сек попе- речн.	про- дольн.
Мусковит. Слюдянка	2,79	8,04	3,23	5,82	0,25	9,41	5,88
Флогопит. Алдан	2,82	6,80	2,67	5,59	0,29	3,08	5,62
Флогопит. Слюдянка	2,85	6,68	2,66	5,08	0,30	3,07	5,67
Биотит	3,10	6,97	2,79	5,14	0,28	3,00	5,36
Нефелин. Вишневые горы	2,623	7,74	3,12	5,08	0,24	3,45	5,90
Нефелин. Юго-восточная Тува	2,615	7,01	2,82	4,64	0,24	3,29	5,62
Ортоклаз. Мурзинка	2,54	6,30	2,44	5,24	0,29	3,09	5,68
Микроклин-пертит. Черная Салма	2,551	7,48	2,93	5,57	0,28	3,39	6,13
Альбит №8. Хема Ломбина	2,605	7,51	3,00	5,52	0,27	3,39	6,02
Олигоклаз № 29. П./Бол.	0,613	7,72	2,93	6,54	0,29	3,38	6,22
Медведок	2,696	8,87	3,46	7,67	0,28	3,59	6,49
Лабрадор № 46, Головино	3,120	11,02	4,31	8,89	0,29	3,72	6,80
Роговая обманка (пергасит)	3,175	12,46	4,98	9,86	0,25	3,96	6,85
То же	3,283	16,04	6,36	11,36	0,26	4,40	7,73
Диопсид (байкалит)	3,159	14,37	5,78	9,50	0,24	4,28	7,33
Авгит. Западная Грузия	4,473	14,69	5,75	11,18	0,28	4,07	7,35
Эгирин. Хибинны	3,307	14,51	6,00	8,46	0,21	4,25	7,02
Диаллаг. Южный Урал, Маткальс	3,324	21,67	8,67	13,12	0,24	5,00	8,77
Оливин (форстерит)	4,183	24,28	9,55	14,51	0,27	4,78	8,73
Бирма	4,247	24,35	9,63	17,72	0,26	4,75	8,34
Гранат (альмандин). Бразилия	2,653	9,64	4,44	3,70	0,085	4,09	6,05
Кальцит	2,71	8,45	3,32	7,19	0,28	3,50	6,32
Галит	7,35	8,65	1,46	2,48	0,25	2,50	4,32
Флюорит	3,15	10,97	4,25	8,98	0,29	3,68	6,76
Пирит	5,03	26,80	12,50	11,58	0,18	4,98	7,30
Магнетит	5,17	21,88	9,20	16,11	0,19	4,22	6,82
Гематит	5,10	21,21	9,31	10,02	0,14	4,27	6,45
Корунд	4,03	43,86	17,91	27,72	0,22	6,67	11,15
β-кварц (SiO ₂) гексагональный, 600°C	2,53	9,46	4,13	5,72	0,20	4,04	6,61

гранитоиды и т.д.). Сравнение упругих показателей горных пород, определенных расчетным путем по количественно-минералогическому составу с показателями, полученными при непосредственном их определении, показало, что последние несколько занижены для мономинеральных пород на единицы процента, для полиминеральных пород - на 10-15%, что объясняется влиянием связи между зернами. Тем не менее для ориентировочных расчетов вполне можно использовать этот метод определения упругих показателей горных пород.

Вопрос о влиянии структурного фактора на физико-механические показатели горных пород довольно сложный. Дело в том, что количественно охарактеризовать роль структуры в повышении или уменьшении прочностных показателей весьма трудно, так как одновременно влияют обычно многие факторы и выделить значение каждого из них большей частью не удастся (рис.3). Как показано на рис.3, выделяют три группы структур, соответствующие последовательному снижению прочностных свойств железистых пород. Первая группа структур, обуславливающая наиболее высокую прочность, представлена послойно-комплексным сочетанием гранобластовой и лепидогранобластовой структур при минеральном составе: кварц, мартит, железная слюдка. Прочность на сжатие для пород с данной структурой лежит в пределах 1950-2650 кг/см². Одна из проб - № 23 - имеет необычайно высокую прочность - 4970 кг/см² (далеко за пределы графика). Эта необыкновенная прочность обусловлена своеобразием структурно-текстурных особенностей - наличием в мартитовых прослойках плейчато-волокнистого перекристаллизованного кварца, придающего породе совершенно особые прочностные свойства. Во вторую группу входят послойные гранобластовая и гетерогранобластовая структуры, обуславливающие менее высокую прочность на сжатие в пределах 1500-2000 кг/см². Породы второй группы наиболее широко распространены из всех разновидностей.

Породы третьей группы структур характерны резким снижением прочности, которое связано с широким развитием микрогранулированной структуры кварца. Эта микрогрануляция - следствие процессов выщелачивания и дезинтеграции кварца, приводящих к ослаблению прочностных связей между минералами. Последовательное развитие этого процесса сопровождается закономерным снижением прочностных свойств пород. Микрогрануляция - поздний наложенный процесс, наиболее интенсивно развивающийся в условиях выветривания. Однако доказано,

что процесс выщелачивания кварца происходил и в более ранние стадии, в условиях регионального метаморфизма, а следовательно, микрогранулированные структуры могли развиваться и в период формирования складчатости как результат хрупкой деформации кварца, выразившейся в микрокатаклазе последнего.

Представляет определенный интерес также приблизительная количе-

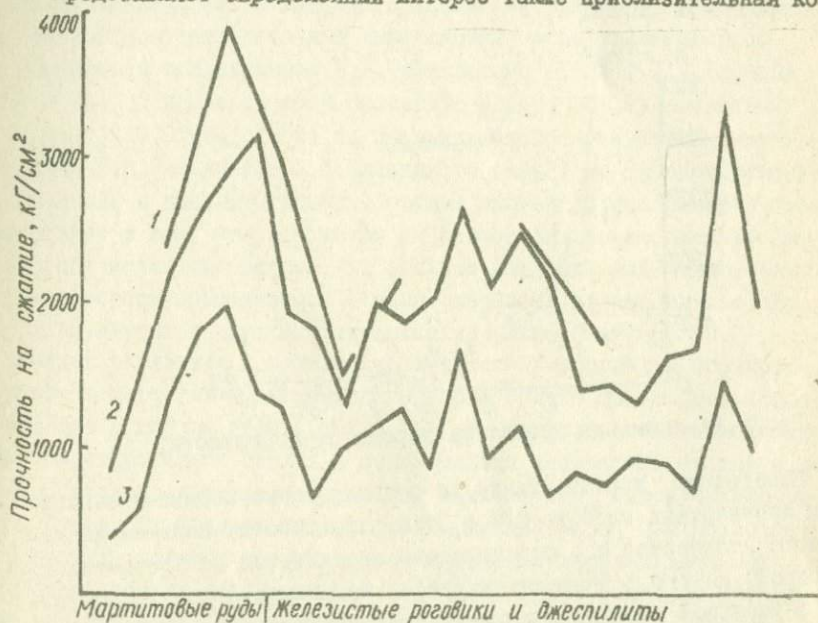


Рис.4. Зависимость прочности породы от кливажа (открытого и "замеченного" кварцем).

ственная оценка роли кливажа разлома в изменении прочностных свойств. Исследовались мартитовые роговики, джеспилиты и руды с одного и того же участка, аналогичные по составу и другим признакам, но отличающиеся интенсивностью развития в них кливажа, и составившие три группы: не подвергшиеся кливажу, подвергшиеся интенсивному кливажу разлома и с интенсивным кливажом, залеченным жильным кварцем. На рис.4. приводятся кривые для каждой из упомянутых групп. Кривая 3 соответствует прочности пород с интенсивно развитым кливажом разлома, кривая 2 относится к породам, не подвергшимся кливажированию, и кривая 1 характеризует породы с кливажом, залеченным кварцем. Из сравнения этих кривых следует, что в породах с интенсивным кливажом прочность на сжатие уменьшается от 1,33 до 3,2 раза, в среднем — в 2 раза. В тех же развитых кливажом

породах, при полном его залечивании жильным кварцем, прочность резко увеличивается и даже превышает прочность ненарушенных пород: возрастание прочности в среднем в 1,3 раза против первично ненарушенных пород в 2,3 раза против кливажных пород без залечивания кварцем. Таким образом, сеть залеченного кливажа является своеобразным каркасом, обеспечивающим значительное повышение механической прочности пород.

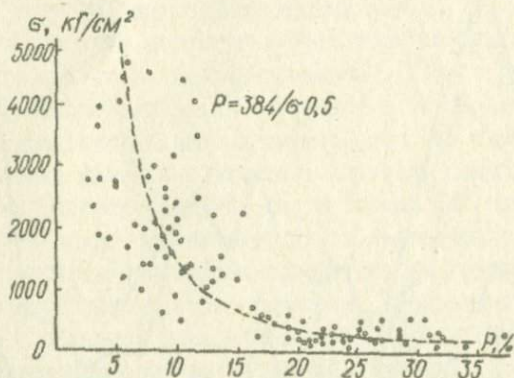


Рис.5. Зависимость прочности породы от пористости.

Необходимо указать также на существование обратной зависимости прочностных свойств пород от их пористости. Наличие значительного количества пор отрицательно сказывается на прочности горных пород. На рис.5 приводится график зависимости между пористостью и удельной работой разрушения для криворожских пород (Тохтуев и др., 1960). Исходя из результатов исследования, можно считать, что в породах с пористостью менее 10% прочность в основном не зависит от пористости, а обусловлена только минеральным составом и структурой пород. В породах с пористостью от 10 до 25-30% прочность определяется как минеральным составом, так и пористостью — с ведущим значением для одних пород — минерального состава, для других — пористости. Наконец, при пористости выше 30% минеральный состав практически не имеет значения в показателях прочности, последняя в основном зависит от пористости.

Приведенные выше показатели физико-механических свойств и данные по закономерностям связи прочностных свойств и геолого-петрографических особенностей, установленные для пород Большого Кривого Рога, по-видимому, отражают общие закономерности, свойственные горным породам вообще. Этот вывод можно сделать на основании сравнения полученных нами данных с данными для аналогичных по-

род других районов. Например, наиболее полные определения Б.П.Беликова (1961-1964) по аналогичным типам пород в основном близки к нашим данным, включая, может быть, более высокие показатели прочности на сжатие, полученные Б.П.Беликовым в связи с тем, что он отбрасывал определения с низкими значениями; нами подобного рода определения включались в подсчет средних показателей, если они были обусловлены тектонической деформацией, а не выветриванием.

Результаты исследований В.В.Чернявского (1934), И.Д.Ривкина (1949) и др. по Криворожскому бассейну, работы Б.В.Залесского и др. (1941, 1947, 1948, 1950) по различным породам Русской платформы, данные В.И.Николина и А.А.Иливицкого (1962) по Высокогорскому месторождению и результаты исследований многих других авторов свидетельствуют о том, что, несмотря на резкое колебание величин физико-механических параметров, их средние величины для аналогичных пород в основном сопоставимы, а закономерности взаимосвязи с составом, структурой и другими факторами довольно близки.

Весьма наглядную и полную характеристику упругих и прочностных свойств дают так называемые паспорта прочности горных пород, применяемые в горном деле (рис.6). На них отображается зависимость между сопротивлениями сдвигу и показателями напряжений сжатия и растяжения. Кривая, характеризующая эту зависимость, одновременно является огибающей предельных кругов напряжений Мора; она позволяет разграничить области упругих, пластических и хрупких деформаций. Для плотных горных пород, по Г.И.Кузнецову (1947), паспорт прочности имеет вид параболы, обращенной выпуклостью в сторону параметров растяжения; круг одноосного сжатия имеет более значительные размеры, чем круг одноосного растяжения, так как подобные породы обладают значительной прочностью на сжатие и гораздо меньшей - на растяжение. С увеличением сжимающих напряжений по плоскости сдвига в этих породах растет и сопротивление сдвигу.

Совершенно иной характер имеют паспорта прочности для пластичных материалов, например для металлов. Для них круги Мора, отображающие одноосное сжатие и растяжение, практически равны, отсюда и огибающая имеет вид горизонтальной прямой. Этот факт указывает на то, что подобные тела разрушаются только от касательных напряжений как при сжатии, так и при растяжении. Пластичность горных пород всегда ниже, чем металлов, поэтому прочность на растяжение у них меньше, чем на сжатие. Даже такие пластичные породы, как тальковые сланцы, имеют показатели прочности на растяжение в 2-3 раза меньше, чем на сжатие.

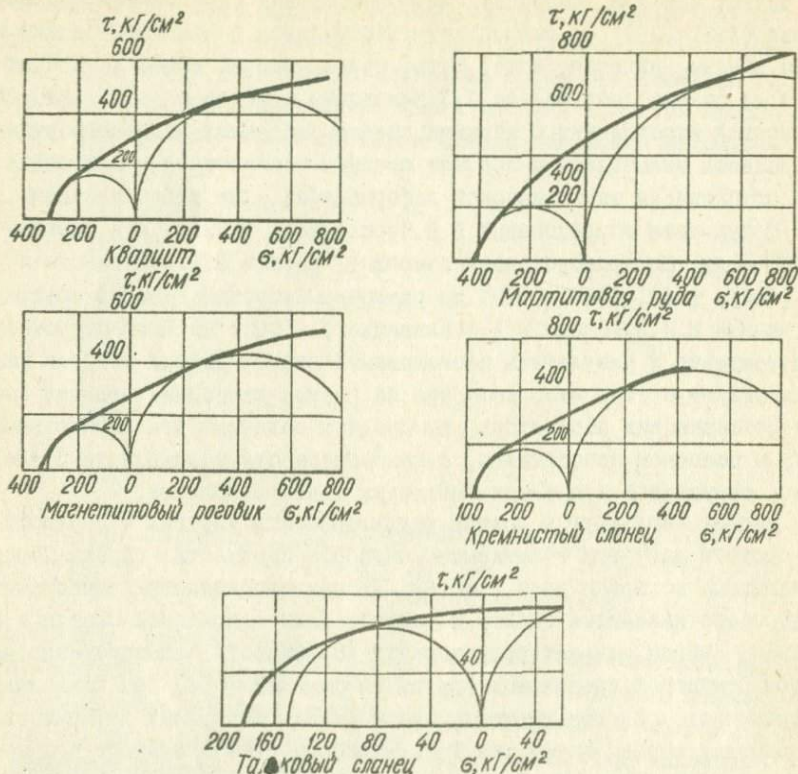


Рис. 6. Паспорта прочности пород Кривого Рога (по Тедеру, 1962).

М.М.Протождьяконов (1962) на основе анализа существующих представлений о характере отгибающих к предельным кругам напряжений Мора пришел к выводу, что отгибающая кривая имеет единый вид для всех горных пород и различные по свойствам породы (и материалы) могут быть охарактеризованы различными участками этой кривой, имеющими разные параметры. Иными словами, отгибающие кривые для различных горных пород по форме подобны друг другу, отличаясь лишь масштабом и расположением кругов Мора, характеризующимся величиной прочности на растяжение.

Р.Н.Тедер (1962), используя уравнение, выведенное М.М.Протождьяконовым, построил паспорта прочности некоторых криворожских пород по данным проведенных им специальных определений срезающих напряжений при сжатии и растяжении. На рис. 6 приводятся построения Тедером паспорта для пяти типов пород Криворожского бассейна:

кварцита, магнетитового роговика, мартитовой руды, кремнистого (аспидного) сланца и талькового сланца. Огибающие кривые на этих паспортах наглядно характеризуют прочностные свойства исследованных пород. Например, паспорт прочности для кварцита показывает, что порода отличается, во-первых, высокой прочностью, а во-вторых — хрупкостью (малое сопротивление одноосному растяжению, значительное сопротивление сжатию, кривая по мере роста сжатия идет круто вверх). Очень близок к этому паспорт мартитовой руды. Несколько отличаются паспорта магнетитового роговика и аспидного сланца; эти породы, судя по паспорту, менее хрупки и соответственно имеют несколько повышенную пластичность по сравнению с двумя первыми типами пород.

Паспорт прочности тальковых сланцев показывает, что порода непрочна, с низкой хрупкостью и высокой пластичностью (сопротивление растяжению относительно велико, огибающая кривая идет полого).

Огибающие кривые кругов напряжений Мора, в условиях всестороннего сжатия, имеют тенденции к выполаживанию, угол скалывания растет, а различие между хрупкими и вязкими породами постепенно исчезает. Начало выполаживания кривой находится для различных пород в различных местах: более жесткие породы (песчаники, кварциты, граниты и т.д.) сохраняют крутизну кривой при увеличении всестороннего давления дольше, чем менее жесткие, (например, известняки, сланцы и др.).

Кратко рассмотрим некоторые физико-механические показатели горных пород в условиях всестороннего сжатия, приближающих породы к естественным условиям залегания в земной коре.

Что касается упругих свойств пород, то, по данным М.П.Воларовича (1962), все упругие параметры непрерывно увеличиваются с повышением давления. При давлении в 1000 кг/см^2 модуль упругости E увеличивается по сравнению со значениями при атмосферном давлении для диабазы на 57%, базальта — на 50, гранита — на 52 и известняка — на 16%. Модуль сдвига при давлении 1000 кг/см^2 возрастает для диабазы и базальта на 16%, гранита — на 17, известняка — на 23%. Модули объемного сжатия K сильно увеличиваются с повышением всестороннего давления при $P = 1000 \text{ кг/см}^2$. Модули K для всех исследованных пород — диабазы, базальта, гранита, известняка — возрастают более чем в три раза. Точно так же увеличивается при увеличении всестороннего давления и коэффициент Пуассона для всех названных выше пород на величину от 10–15 до 70%.

Аналогичным образом возрастает и прочность пород на сжатие в условиях всестороннего давления. Автор с сотрудниками (Тохтуев и др. 1962) провели исследования прочностных свойств пород при различном всестороннем сжатии (табл. 4).

Исследования подтвердили, что прочность пород в условиях всестороннего давления возрастает в зависимости от величины последнего. Для мартитовых руд при величине всестороннего давления, равной половине прочности в атмосферных условиях, прочность возросла на 10%, а при максимально достигнутом всестороннем давлении ($\sigma = 370 \text{ кг/см}^2$) — на 30%. Более значительное возрастание прочности получено для тальково-хлоритовых сланцев. При всестороннем давлении, равном прочности породы в атмосферных условиях, прочность возросла более чем в два раза, а при максимально достигнутом всестороннем давлении 520 кг/см^2 прочность увеличивалась в шесть раз. Для диабазов было достигнуто увеличение прочности на 20%, для аспидных сланцев на 20 — 51%. Сравнительно небольшое увеличение прочности в условиях всестороннего сжатия для последних двух типов пород, а также для мартитовых руд объясняется тем, что достигнутая величина всестороннего сжатия была недостаточна. Только в тех случаях прочность резко увеличивается, если величина всестороннего сжатия или превышает прочность этих пород в атмосферных условиях. Об этом свидетельствуют наши опыты с тальковыми сланцами и результаты исследований других авторов. По данным М.П. Воляровича (1966), прочность гранита при всестороннем давлении 2000 кг/см^2 увеличивается в 5 раз, а при 9000 кг/см^2 в 8 раз. Прочность на изгиб для базальта, диабазов и эмаевика при всестороннем давлении 3000 кг/см^2 в 10 раз выше, чем при атмосферном давлении.

Не менее важное значение имеет зависимость прочности от температуры в условиях всестороннего сжатия. Григгс, Тернер и Херд (Griggs, Turner, Herg, 1960) провели ряд экспериментов по изучению деформации различных пород при температуре от 25 до 800°C и всестороннем давлении 5–20 кбар. Исследовались перидотит, пироксенит, базальт, гранит, доломит, мрамор, а также кристаллы и агрегаты кварца и кальцита. Установлено, что пироксенит, перидотит и гранит имеют примерно такую же прочность при всестороннем давлении 20 кбар и температуре 25°C , как при $P = 7 \text{ кбар}$ и $t = 800^\circ\text{C}$. Базальт имеет примерно одинаковую прочность до $t = 600^\circ\text{C}$, при высоких температурах

Прочность пород и руд при всестороннем давлении
(По Тохтуеву, Борисенко и др., 1962)

Порода	Всестороннее сжатие $\sigma, \text{кг/см}^2$	Прочность на сжатие (при всестороннем давлении) $\sigma, \text{кг/см}^2$	Прочность на сжатие (при атмосферном давлении) $\sigma, \text{кг/см}^2$
Маритовая руда	210	460	420
	220	490	420
	350	530	420
	370	550	420
Талько-хлоритовые сланцы	220	550	220
	296	880	220
	520	1370	220
Аспидные сланцы	270	1500	1250
	440	1890	-
Диабаз	440	1220	1020

прочность его резко падает и при температуре 800°C составляет лишь 3 кбар. Доломит при $t = 500-800^{\circ}\text{C}$ имеет примерно такую же прочность, как перидотит, пироксенит, но при более низких температурах его прочность значительно меньше, чем у названных пород. Прочность мрамора при низких температурах значительно меньше, чем у других исследованных пород, однако с увеличением температуры она возрастает быстрее, чем у прочих пород.

Прочность на сжатие у пироксенита, дунита и гранита примерно одинакова при температуре от 25 до 800°C и всестороннем давлении 5 кбар. Среднее значение прочности на сжатие для всех этих пород составляет: при температуре 25°C - 20, 500°C - 10, 800°C - 7 кбар.

Прочность доломита при $t = 25^{\circ}\text{C}$ равна 12 кбар, но при $t = 500-800^{\circ}\text{C}$ она равняется прочности пироксенита. Разрывы в граните, пироксените и дуните наиболее часто происходят при $t = 50^{\circ}\text{C}$ и всестороннем давлении 5 кбар. Увеличение всестороннего давления препятствует образованию разрывов; при увеличении скорости нагружения наблюдалось учащение случаев разрыва. В базальте и доломите не наблюдалось разрывов при температуре выше 500°C .

Таким образом, приведенные фактические данные по физико-механическим свойствам горных пород позволяют сделать такие выводы.

1. Результаты определения физико-механических свойств горных пород Большого Кривого Рога отражают общие закономерности, свойственные горным породам определенных петрографических типов, и позволяют анализировать ход тектонической деформации, используя относительные значения этих показателей.

2. Наиболее прочны на сжатие, растяжение и сдвиг (скалывание) железистые роговики и магматические породы; среднюю прочность имеют гнейсы, мигматиты, песчаники, силикатные роговики; низкая прочность свойственна различным сланцам, карбонатным породам и пористым железным рудам.

3. Для железистых роговиков, джеспилитов и плотных железных руд характерны весьма высокие показатели сцепления и прочности на скалывание, что обуславливает специфические формы структур будинаж без существенного пластического течения слоев, составляющих будины.

4. По жесткости, сжимаемости и упругости породы составляют несколько иной последовательный ряд: к весьма жестким и жестким относятся железистые породы, руды, магматические породы; к породам средней и низкой жесткости относятся гнейсы, мигматиты, различные сланцы и карбонатные породы. Весьма жесткие и жесткие породы подвергаются будинажу, породы средней и низкой жесткости служат для них вмещающей пластичной массой.

5. Сопоставление данных изучения физико-механических свойств и структур будинаж дает основание полагать, что последовательность рассмотренного ряда жесткости пород сохранилась без существенных изменений со времени образования будинажа за некоторыми исключениями. К последним относятся рудный будинаж и будинаж карбонатных пород, прочность и жесткость которых в условиях высокого всестороннего давления и температуры резко возрастает; в условиях высоких температур основные породы обычно превосходят по прочности и жесткости кислые породы.

6. Наиболее наглядное представление о прочностных свойствах дают так называемые паспорта прочности, на которых достаточно четко видна характеристика жесткости, хрупкости и пластичности пород.

7. Исследования физико-механических свойств в условиях всестороннего сжатия позволили установить, что резкое повышение прочности наблюдается в том случае, если всестороннее сжатие близко по величине или превышает прочность породы в атмосферных условиях.

8. Физико-механические параметры горных пород позволяют с большей точностью выяснить условия и характер возникновения струк-

тур будинажа, помогая расшифровать многие существенные детали этого процесса. Основное значение при этом имеют ряды прочности и жесткости, данные об изменениях физико-механических свойств пород в условиях всестороннего сжатия и высокой температуры, а также пока еще недостаточно изученные закономерности связи физико-механических свойств пород с их составом, структурными особенностями и микротектоникой.

МОРФОКИНЕМАТИКА И МОРФОМЕТРИЯ СТРУКТУР БУДИНАЖ.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ ИХ
ПАРАМЕТРОВ

Структуры будинаж характерны исключительным разнообразием форм и размеров, систематика которых становится все более необходимой для дальнейшего наиболее эффективного их изучения с применением новых методов исследования, в частности использования математики для выявления закономерности распределения и количественных соотношений параметров будин. Это значительно упростит и унифицирует обработку фактических данных и позволит детализировать и углубить изучение проблемы будинажа.

Анализируя морфологию структур будинаж, нельзя не прийти к выводу, что для познания всех особенностей и характерных черт будинажных форм одинаково важное значение имеют как плоскостные, так и объемные формы будинажа. Поперечные сечения будин дают представление не только о плоскостной их форме, но и о характере и геологических условиях образования будинажа (тип деформации — пластичная или разрывная, тип разрыва — скалывание или отрыв, интенсивность деформации, характер и форма межбудинных пережимов, состав и очертания минеральных новообразований в межбудинных участках и т.д.). Объемные формы позволяют установить точную ориентировку будин в пространстве.

Закономерности размещения структур будинаж в пространстве имеют исключительно важное значение для установления их взаимосвязи с другими структурными формами — складчатостью, разрывными нарушениями, кливажом, линейностью и т.д. Кроме того, истинная объемная форма будин раскрывается только в плоскости напластования (или сланцеватости, линейности), в которой расположен будинированный слой (или жила). Однако вскрыть эту плоскость очень трудно, иногда невозможно из-за исключительно прочного сцепления на контак-

тах слоев; в этих случаях приходится обходиться лишь плоскостными формами.







Поскольку ясно, таким образом, что необходимо изучать и плоскостные и объемные формы будин, нами разработаны две самостоятельные классификации, одна из которых охватывает все плоскостные, другая — все объемные формы. Так как форма будин часто позволяет определить механизм их образования, тип деформации и ориентировку главных осей напряжений, предлагаемые классификации являются не морфологическими, а морфокинематическими.

В классификации плоскостных форм структур будинаж (табл. 5) выделены три морфологические группы будин, которые объединяют 13 морфокинематических типов. В первой группе представлены будины округлой, сглаженной формы, образовавшиеся в результате деформации различных типов. Здесь выделяются (с учетом данных Белоусова, 1954; Судовикова, 1957; Вегмана, 1932; и др.) линзовидные, овальные, круглые формы, образовавшиеся при неравномерном пластическом растяжении, скальвании, сжатии, комбинации пластического растяжения с кручением, отрыва с последующим расплющиванием. Несколько особняком стоит шестой морфокинематический тип, представленный будинами линзовидного сечения, которые образовались в результате растворения и выноса из зон высокого давления, т.е. межбудинных пережимов некоторых минералов (кварца и др.), которые становятся в этих условиях крайне неустойчивыми. Этот морфокинематический тип будин широко распространен среди железисто-кремнистых формаций Украины. Будины крупного сечения встречаются очень редко, их образование возможно, по-видимому, не только при указанном типе деформации, но и некоторых других, например при растворении и выносе неустойчивых минералов, при отрыве изометричных блоков с последующими явлениями кручения и т.д.

Вторая морфологическая группа — будины угловатого, блокового сечения — объединяет также шесть морфогенетических типов. Из них несколько особняком стоит тип будин с бочкообразным сечением, выделенный в свое время еще М. Дювастом (1909) и который обычно считали классическим типом будинажа. Он представляет собой начальную стадию сжатия прямоугольных будин отрыва, конечной стадией которого есть преобразование их в овалоподобную или линзовидную формы (тип 5). Другие морфокинематические типы второй группы образуются при деформациях скальвания или разрыва, их сущность ясна из схем, приводимых в табл. 5.

Третья морфологическая группа — будины с сечением неправиль-

Морфокинематическая классификация плоскостных форм
структур будинок

Морфологическая группа структур будинок	Морфокинематический тип структур будинок	Тип деформации	Схема
Будинки округлого сечения	Будинки линзовидного и овального сечения, образующиеся при высокой общей пластичности пород	Неравномерное пластическое растяжение	
	Будинки круглого сечения	То же	
	Будинки S-образного сечения	Неравномерное пластическое растяжение + кручение	
	Будинки линзовидного сечения, образованные скалыванием в двух пересекающихся направлениях	Скалывание	
	Будинки линзообразного и овального сечения, образовавшиеся из прямоугольных при дальнейшем сжатии	Отрыв + последующее пластическое течение	
	Будинки линзовидного сечения, образовавшиеся путем удаления из участков высокого давления неустойчивых минералов	Дифференциальное сжатие, приводящее к растворению и выносу минералов из перетертых	

Морфологическая группа структур будинаж	Морфокинематический тип структур будинаж	Тип деформации	Схема
Будины угловатого сечения	Будины боченкообразного сечения	Отрыв с последующим сжатием	
	Будины ромбовидного сечения	Скалывание в одном направлении	
	Будины с сечением в виде вытянутых параллелограммов	То же	
	Будины трапециевидного сечения	Скалывание в двух направлениях	
	Будины квадратного сечения	Отрыв	
	Будины с вытянутым прямоугольным сечением	То же	
Будины с сечением неопределенной формы	Будины с сечением разнообразной неправильной формы	Различные типы деформации	

ной формы — хотя и имеет достаточно широкое распространение, особенно в интенсивно дислоцированных и высокометаморфизованных толщах, однако изученность будин данной группы недостаточна, поэтому в ней пока не выделяются морфокинематические типы.

Классификация объемных форм структур будинаж (табл.6) включает семь морфокинематических типов, объединяющих все стереометрические формы будинажа. Каждый тип можно подразделять на подтипы, отличающиеся поперечным сечением, однако мы не приводим более дробного деления, чтобы не усложнять классификации. При необходимости это легко сделать, исходя из поперечных сечений (см.табл.5).

Предложенная классификация в большинстве случаев при изучения будинажа вполне достаточна, чтобы систематизировать фактические данные по морфологии, статистически их обработать и подготовить материал для обобщений и выводов.

Не менее важна систематика и упорядочение морфометрии структур будинаж, поскольку размеры будин изменяются в весьма широких пределах от долей миллиметра до десятков километров. На базе анализа большого фактического материала по будинажу нами разработана краткая морфометрическая классификация структур будинаж. В основу классификации (табл.7) принята мощность будинированного слоя или толщина будин; этот показатель является наиболее приемлемым по сравнению с другими, например длиной будины, которая весьма изменчива, так как зависит от состава и физического состояния пород, интенсивности деформации и ряда других факторов.

Морфометрическая классификация построена на логарифмической основе, что упрощает определение места каждого конкретного проявления этих структур и облегчает дальнейшие операции по статистической обработке фактических данных. Границы между морфометрическими типами структур будинаж установлены после тщательного сопоставления с общепринятыми размерностями других структурных форм-складок, трещин, кливажа и т.д. с учетом специфики структур будинаж.




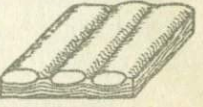
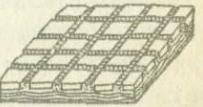


Микробудинаж встречается в весьма тонкополосчатых породах типа железистых роговиков и джеспилитов, яшм и других, мощность слоев в которых измеряется десятками и сотнями долями миллиметра. Устанавливается в основном под микроскопом, составляет нередко петрографические структуры и текстуры. Этот тип ограниченно распространен.

Мезобудинаж включает будинированные слои мощностью от 1 мм до 1 м. Это наиболее распространенный морфометрический тип, встречающийся буквально во всех дислоцированных неоднородно-слоистых толщах. Значительная часть структур будинаж таких размеров соответствует текстурам пород, но, поскольку эти формы образуются вследствие тектонических деформаций, они прежде всего являются тектоническими структурами.

Макробудинаж объединяет будинированные слои и тощи мощностью от 1 м до 1 км. Это также широко распространенная группа структур будинаж, особенно характерная для областей интенсивного развития регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Мегабудинаж включает огромные будины мощностью более 1 км. К этому типу, например, можно отнести упоминаемые Н.П.Семененко (1959) будины железисто-кремнистых комплексов Правобережья и Ка-

Морфокинематическая классификация объемных
форм структур будинок

Форма	Морфокинематический тип стереометрического будинка	Тип деформации	Схема
Формы округлой Будинка	Линзовый	Пластическое растяжение, скальвание, кручение, сплющивание	
	Эллипсоидальный	Пластическое растяжение, отрыв с последующим расплющиванием	
	Шаровый	Пластическое растяжение, скальвание, отрыв с последующим кручением	
	Цилиндрический	Пластические растяжение, скальвание, отрыв с последующим расплющиванием	
Будинках угловатой формы	Параллелепипедальный изометрический	Скальвание, отрыв	
	Призматический	То же	
Будинках неопределенной формы	Неправильной формы	Различные типы деформаций	

Морфометрическая классификация структур будинаж

Морфометрический тип	Мощность будинаж
Микробудинаж	Менее 1 мм
Мезобудинаж	От 1 мм до 1 м
Макробудинаж	От 1 м до 1 км
Мегабудинаж	Более 1 км

менных Могил. Сюда же, по-видимому, относятся будины амфиболитов в гнейсах Кольского полуострова, Карелии и Украинского щита, отмечаемые различными авторами. Есть основания ожидать выявления структур мезобудинаж во многих крупных складчатых поясах и древних щитах.

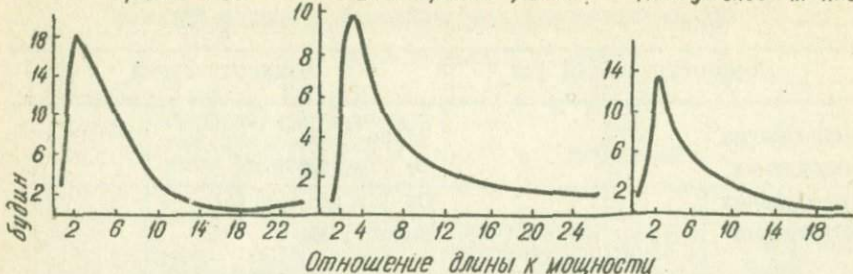
Со временем, по мере развития исследований по структурам будинаж, несомненно возникнет необходимость в более детальной морфометрической классификации и подразделении на группы будинаж с мощностью в сантиметры, десятки сантиметров, десятки и сотни метров. Но на первом этапе изучения предлагаемая классификация, вероятно, будет достаточной для упорядочения количественных данных о параметрах будинаж, тем более, что подавляющее большинство последних относится к мезобудинажу, т.е. имеет толщину от 1 мм до 1 м.

Некоторые закономерности соотношений параметров
структур будинаж

Изучение разномерности будинаж показало, что соотношение длины будины (в поперечном сечении) и мощности будинированного слоя характеризуется определенными закономерностями, которые обусловлены типом и интенсивностью тектонического процесса, составом и физическим состоянием пород в момент будинообразования, мощностью деформируемого слоя и другими факторами.

Нами проведено большое количество замеров длины и мощности будинаж для пород различного типа, что позволяет с помощью статистики выяснить и уточнить закономерности, определяющие соотношение параметров будинаж. Необходимо заметить, что параметры будинаж пока изучаются лишь в плоскости поперечного сечения, а объемные формы еще недостаточно изучены для применения статистических методов.

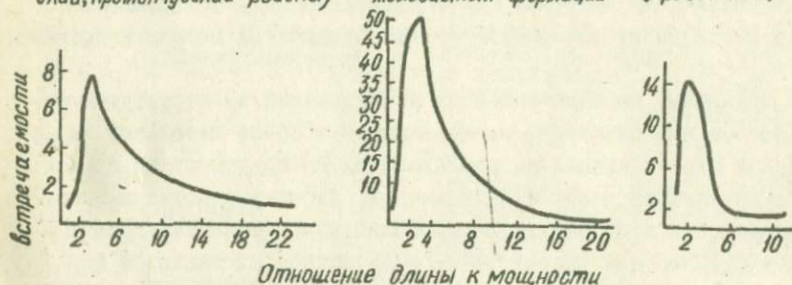
Мелкий будинаж в железистых роговиках и джеспилитах
Кривой Рог Белозерский район Мангушское м-ние



Крупный будинаж железистых пластов (Кривой Рог, Белозерский, Кременчугский районы)

Сводная по мелкому и крупному будинажу железистых формаций

Будинаж в сланцах железистой формации (Кривой Рог)



Линзы ультраосновных и основных пород платиноносных комплексов Урала и Южн. Африки

Линзы кольцеванных месторождений Урала

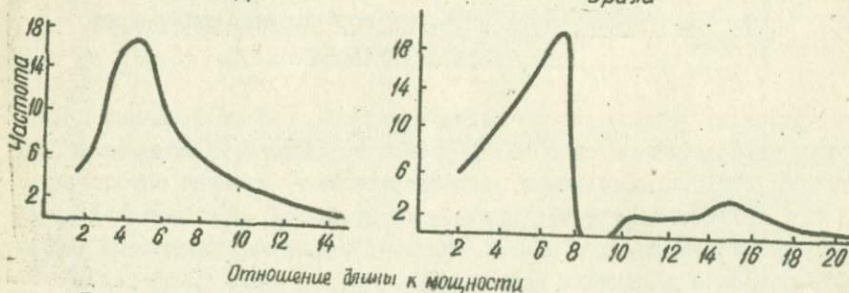


Рис. 7. Кривые распределения кратности отношения длины будин к мощности будинированного слоя (по плоскостным сечениям будин).

На рис. 7 приведены кривые распределения кратности отношения длины к мощности в целых числах, т.е. во сколько раз мощность будин меньше их длины, - в 2, 3, 4 и т.д. раза. Первые три кривые распределения характеризуют отношения для мезобудинажа железистых роговков и джеспилитов соответственно Криворожского бассейна, Бе-

лозерского района и Мангушского (Ждановского) месторождения. Параметры мезобудинажа измеряются в миллиметрах и сантиметрах, реже в десятках сантиметров. Все три кривые распределения довольно близки по форме: они имеют резко выраженную правую асимметрию; максимальная точка кривой распределения для Кривого Рога — 2, для Белозерского и Мангушского месторождений — 3, т.е. в Кривом Роге наиболее часто встречаются будины, имеющие длину вдвое больше мощности, а в Белозерском и Мангушском месторождениях более распространены будины с длиной, в три раза большей мощности слоя. Асимметрия правой ветви кривой, по-видимому, отражает не только действительные соотношения параметров, но и наличие случайных косых разрезов цилиндрических будин с линзовидными сечениями; установить это в обнажениях далеко не всегда удается.

Четвертая кривая распределения характеризует макробудинаж железистых пластов, параметры будин которых измеряются десятками и сотнями метров. Форма этой кривой почти полностью аналогична кривым распределения, описанным выше. Этот факт дает определенные основания считать, что условия и механизм образования микро- и макробудинажа железистых пород были одинаковы. Следующая, пятая, кривая распределения является сходной для будинажа железистых пород разных масштабов по всем трем районам — Кривой Рог, Белозерский р-н, Мангушское месторождение. Она сохраняет основные особенности, что и предыдущие кривые, подтверждая, таким образом, общность формирования будинажа в железистых породах независимо от его масштабов.

Несколько отличается по своей форме кривая распределения для будинажа в сланцевых горизонтах железорудной формации Кривого Рога и других районов Украинского щита. Здесь хотя и сохраняется та же самая правая асимметрия, однако правая ветвь кривой довольно крута, мало отличаясь от левой ветви, в связи с чем кривая приближается к симметричной форме. На кратном отношении 5 кривая полностью выполаживается и далее идет параллельно оси абсцисс, в то время как для будинажа железистых пород кривая выполаживается полностью на 14-, 16- и 18-кратном отношениях. Таким образом, будинаж в сланцевых горизонтах имеет значительно меньшие пределы изменения кратности отношений параметров по сравнению с будинажем в железистых породах. Эта отличительная особенность обусловлена, по-видимому, более высокой пластичностью и количественным преобладанием сланцев над заключенными в них кварцевыми роговиковыми прослойками; интенсивное пластическое течение сланцев вызывает повн-

шенную деформацию растяжения и растаскивания будинируемых кварцевых прослоек.

Довольно резко отличаются соотношения параметров будинажа магматических пород. Для примера рассмотрим кривую распределения кратности параметров для линз ультраосновных пород платиноносных комплексов Урала и Южной Африки, по данным П.К.Висоцкого (1913) и Вагнера (1932). Как видно, наиболее часто встречающаяся кратность для этих пород равна 5, т.е. распространены более длинные будины, чем в железистых породах, где преобладает кратность 2-3. Данный факт несомненно обусловлен иной генетической обстановкой, в которой формировался будинаж ультраосновных и основных пород. По-видимому, будинаж здесь возникал в условиях высоких температур при еще не застывшей полностью магме, а общая пластичность массы была весьма значительна, в том числе и самих будинируемых слоев (которые представляли собой дифференциальные обособления кристаллизующихся, в первую очередь наиболее высокотемпературных, минералов). А пластичность будинируемого слоя определяет длину формирующихся будин; чем выше пластичность, тем длиннее будины.

Кроме того, рассматриваемая кривая распределения для будинажа ультраосновных пород характерна более близкой к симметричной формой, чем кривые будин железистой формации. Это зависит, по-видимому, от большей физической однородности пород, приобретаемой ими в условиях высоких температур. Обычная в условиях земной поверхности значительная разница в прочностных, упругих и других физико-механических свойствах пород обусловлена многими факторами (состав, тектоническая нарушенность, явления выветривания и т.д.), большая часть которых при высоких температурах и давлении теряет свое значение; в результате породы становятся более однородными и лишь мощность полос, слагаемых высокотемпературными минералами, является одним из наиболее важных факторов соотношений параметров будин.

Для сравнения рассмотрим кривую распределения кратности параметров для линз колчеданных месторождений Урала (по данным Заварицкого, 1927). Как известно, линзы колчеданов в зеленокаменной формации Урала образовались в результате замещения сульфидами пород вулканогенной толщи после того, как она подверглась сильному дислокационному и региональному метаморфизму с развитием расщепления, будинажа и т.д. Большая часть вулканогенной толщи превращена в сланцы, которые служат вмещающей массой колчеданных линз.

Кривая распределения параметров линз колчеданных месторожде-

ний резко отличается от всех рассмотренных выше. Во-первых, она представлена левой асимметрией; левая пологая ветвь кривой содержит основное количество наблюдаемого будинажа; правая ее ветвь круто опускается вниз, затем идет почти параллельно оси абсцисс далеко вправо (где встречаются кратности 30, 40, 50 и более 100, но в единичных случаях). Во-вторых, для этих пород наиболее распространенное кратное отношение равно 7, т.е. выше, чем для всех ранее рассматриваемых кривых. Такой характер кривой указывает на высокую общую пластичность толщи в момент формирования будинажа. Можно полагать, что это происходило в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации при высокой активности тектонических движений.

Чтобы установить влияние на форму кривой распределения ко-
сных случайных сечений, были произведены замеры параметров будин в
объемных образцах, где перпендикулярность поперечного сечения уста-
навливается безошибочно. Породы, на которых проводились исследова-
ния, были представлены сланцами IV сланцевого горизонта и силикат-
но-железистыми роговиками IV железистого горизонта железорудной
свиты из карьера Южного горнообогатительного комбината. Результаты

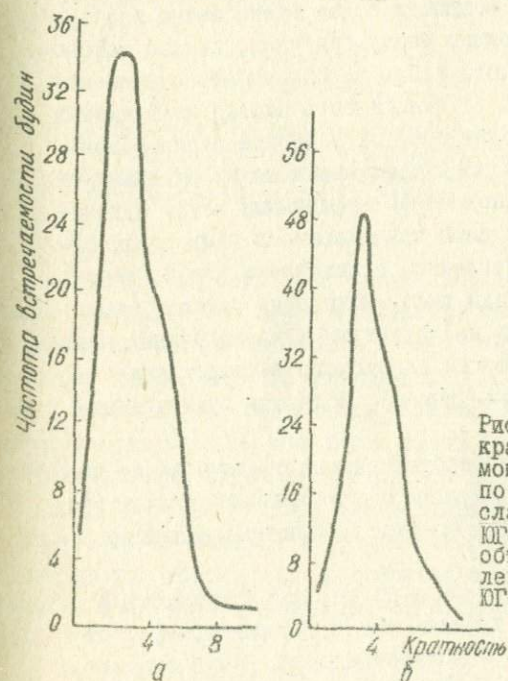


Рис. 8. Кривые распределения кратности отношения длины к мощности будин: а - составлено по объемным формам будин IV сланцевого горизонта карьера ЮГОК; б - составлено по объемным формам будин IV железистого горизонта карьера ЮГОК.

анализа замеров представлены кривой распределения (рис.8,а) довольно правильной почти симметричной формы, мало отличающейся от шестой кривой распределения на рис.7, где использованы естественные сечения будин в обнажениях и образцах, без данных об объемной форме и направлении сечения будин. Тот же характер имеет кривая распределения для железистых роговиков (рис.8,б). Исследованиями, таким образом, установлено, что имеющиеся случайные сечения будин фактически в подавляющем большинстве случаев поперечные; косые неопределенного направления сечения сравнительно редки и при массовых замерах не могут оказать существенного влияния на точность статистических закономерностей.

Для сравнения приводим кривую распределения кратности отношения длины к мощности будин из флишевых формаций Карпат (рис. 9). Мощность будин от 0,5 до 5-7 см. По форме кривая практически не отличима от изображенной на рис. 8,а кривой для сланцев железистой формации Кривого Рога; это свидетельствует, что морфология и соотношение параметров будин в осадочных и осадочно-метаморфизованных толщах весьма близки; можно полагать, что и условия их образования были в значительной мере сходными.

Кроме отношений длины и мощности будин очень важно знать, в каких пределах изменяется расстояние между будинами, каковы закономерности их зависимости от мощности. Для выяснения этого были исследованы следующие соотношения: 1) зависимость ширины межбудинных разрывов (или расстояние между будинами) от мощности будинированного слоя; 2) зависимость ширины зоны деформации между будинами от мощности будинированного слоя (под зоной деформации между будинами понимается межбудинный разрыв плюс примыкающие к нему торцы будин, испытавшие деформацию — округление, сглаживание углов, переход от будины к шайке и другие виды деформации края будины (см. рис.29). Исследования проводились на интенсивно будинированных магнетитовых роговиках железистой формации Анновского месторождения (Кривой Рог). Будинаж мелкий (мезобудинаж), мощность будинированных слоев от 2 до 20 мм.

Результаты статистической обработки данных сведены в две пары кривых распределения, характеризующих параметры межбудинных участков. Первая кривая (рис.10,а) характеризует абсолютные величины расстояний между будинами.

Для мезобудинажа (мощность будин 2-20 мм) они изменяются в пределах от 0,5 до 14 мм. Вторая кривая (рис.10,б) характеризует отношение расстояния между будинами и мощности слоя. Кратность этого отношения изменяется от 0,5 до 6 при моде 0,5.

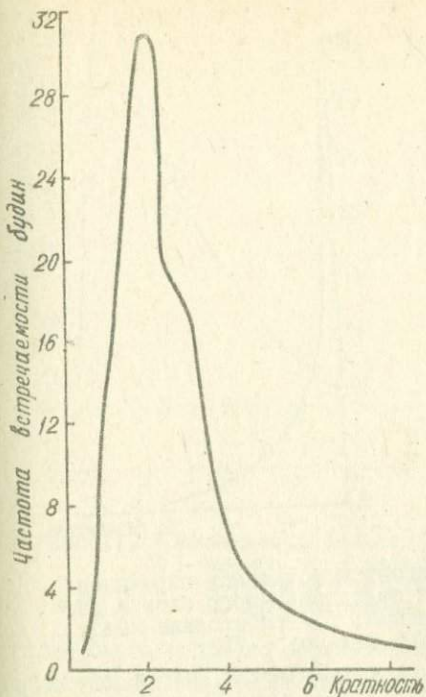


Рис. 9. Кривые распределения кратности отношения длины к мощности будин. Плоскостное сечение пород флишевой формации Карпат.

Ширина зоны деформации (рис. II, а) колеблется от 1 до 57 мм, а кратность отношения ширины зоны деформации к мощности слоя (рис. II, б) изменяется от 0,5 до 12, мода равна 0,5.

Полученные показатели свидетельствуют о том, что для будинажа железистых пород характерны преимущественно небольшие расстояния между будинами — менее половины мощности будин, — реже встречаются расстояния между будинами, превышающие мощность в 2–4 раза, редко в 5–6 раз и очень редко до 16–18 раз. Размеры зоны деформации примерно вдвое превышают ширину межбудинных участков, следовательно, будины подвергаются в основном незначительной деформации с торцов — в среднем менее чем на половину их мощности.

Несмотря на некоторые различия рассмотренных кривых распределения для различных пород в деталях, следует заметить, что эти особенности не выходят за пределы общих закономерностей соотношений параметров будин, которые охватывают будинаж различных масштабов, развитый в разных петрологических комплексах. Эти общие закономерности, показывающие зависимость длины будин от мощности будинируемого слоя, достаточно ясно видны на приводимом двойном логарифмическом графике (см. рис. 22). В нижней части графика, нанесены данные статистических замеров длины и мощности мезобудинажа кварцевых прослоек в железистых роговиках, джеспилитах и сланцах железистой формации; размеры этих будин измеряются от миллиметров до десятков сантиметров.

Выше на графике нанесены данные по более крупному будинажу амфиболитов и гранитоидов в гейсах и мигматитах. Величина этих будин колеблется от десятков сантиметров до десятков метров. Зависимость

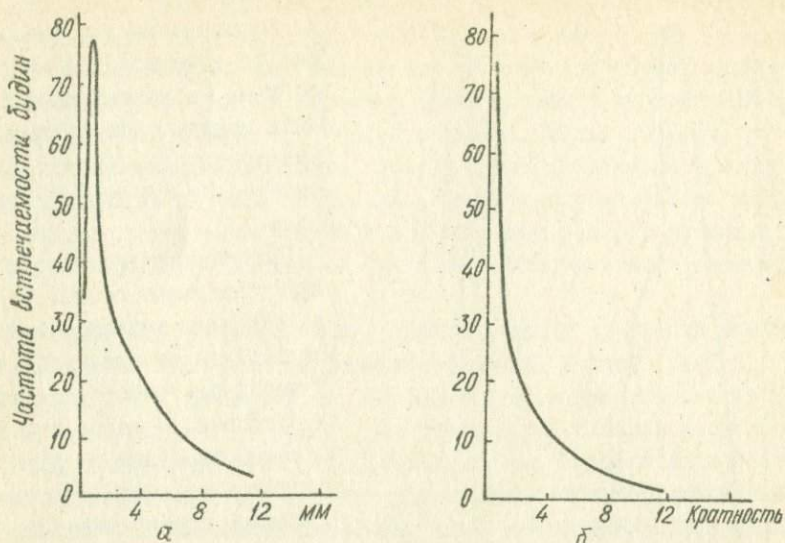


Рис.10. Кривые распределения ширины межбудиных пережимов: а - отношение мощности будинированного слоя к расстоянию между будинами; б - расстояние между будинами. Количество замеров - 710.

между длиной и мощностью сохраняет те же параметры, что и для мезобудинажа железистых формаций.

Располагающиеся на рис.22 линзы колчеданных месторождений довольно отчетливо делятся на две группы: в первых наблюдается строгое соответствие с мелким будинажем железистых формаций и будинажем амфиболитов и гранитоидов в гнейсах и мигматитах. Другая группа расположена правее параллельно первой группе. Она характеризуется более высокой кратностью соотношения и несколько большим разбросом данных. Генетическую сущность данного разделения на две группы пока нельзя объяснить, исходя из имеющихся фактов; можно лишь полагать, что первая группа, в которой наблюдается закономерность с другими генетическими типами будинажа, скорее всего относится к тектоническому будинажу, а вторая, - возможно, является представителем магматического будинажа или вообще свидетельствует о значительно более высокой пластичности всей толщи, следовательно, - более высокой температуре образования этих структур. Вопрос этот требует специального изучения.

Далее на рис.22 приводятся данные по макробудинажу железистых пластов в железистых формациях Кривого Рога, Кременчугского и

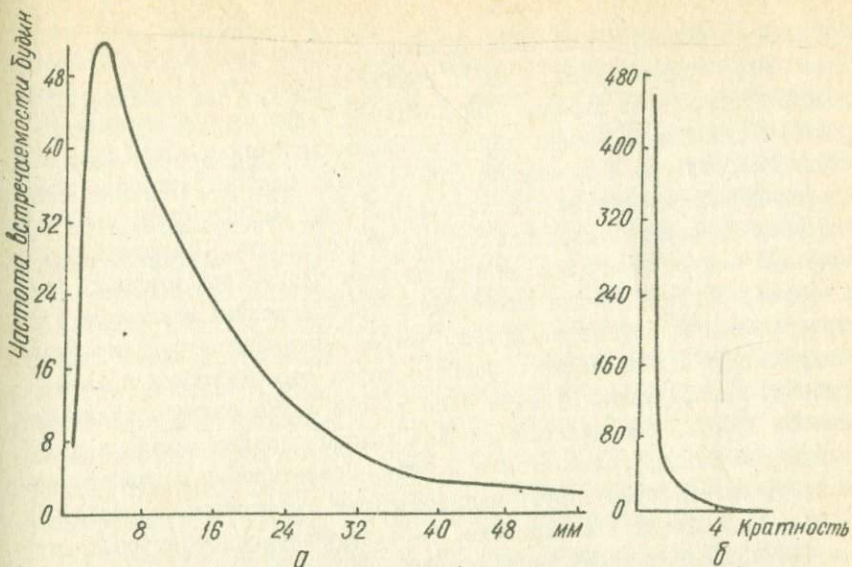


Рис. II. Кривые распределения зоны деформации между будинами:
 а - ширина зоны деформации между будинами в железистых
 роковиках; б - отношение мощности будин к зоне прояв-
 ления деформации.

Белозерского районов. Соотношения параметров для этих форм характеризуется меньшим разбросом, чем для линз колчеданных месторождений в целом, но больше, чем для первой группы последних. Вместе с тем разброс макробудинажа железистых пластов аналогичен разбросу мелкобудинажа на железистых роговиках, что лишний раз подтверждает их генетическое родство и одни и те же условия образования.

Описанные закономерности соотношений параметров будинажа различных генетических типов убедительно свидетельствуют о наличии общих характерных черт, свойственных этим структурам, что позволяет более уверенно относить к ним определенные формы, связанные целым рядом одинаковых или близких особенностей морфологии, механизма и условий образования. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в специальной главе.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ БУДИНООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Микроструктурный метод применялся некоторыми исследователями при изучении структур будинаж, что позволило получать дополнительные важные данные, касающиеся закономерностей размещения в пространстве, характера и последовательности их формирования.

Одним из первых исследовал будинаж с помощью микроструктурного анализа А.А.Сорский (1950, 1952). Изучая мелкие структурные формы архейских комплексов Карелии, он довольно подробно охарактеризовал структуры будинаж различных типов и разновидностей с точки зрения состава, морфологии и механизма образования. Микроструктурные исследования были проведены для линз гранатовых амфиболитов, шлифы из которых вырезались перпендикулярно полосчатости. Приведенные им первые две микроструктурные диаграммы дают четкую ориентировку зерен кварца, образующую два симметрично расположенных максимума, сконцентрированных на периферии круга. Вторая диаграмма отражает ориентировку кварца в виде четкого пояса с двумя пересекающимися симметричными максимумами. Ориентировка в этом шлифе более четкая, чем в первом. В общем обе диаграммы очень похожи, проявляющиеся в них максимумы, по Зандеру, относятся к III типу. Ориентировку подобного рода А.А.Сорский интерпретирует как результат скольжения под действием сил, нормальных к слоистости. На третьей микроструктурной диаграмме оси кварцевых зерен располагаются в виде пояса, в поле которого наблюдается максимум: третий максимум не имеет здесь четкого развития, но условно можно считать его существующим. Характер ориентировки на этой диаграмме более сложен для интерпретации, чем у двух предыдущих. А.А.Сорский допускает, что подобная комбинация пояса и находящихся в его поле максимумов может быть истолкована как результат поступательного вращения зерен, сочетавшегося с одновременным скольжением по их пересекающимся плоскостям скальвания. О скольжении кварцевых зерен, по-видимому, свидетельствует также максимум, располагающийся на вертикальном диаметре.

Несколько иная картина получена и иначе интерпретированы микроструктурные диаграммы В.Г.Гладковым (1960), изучавшим будинаж юрских песчаников в кварцево-биотитовых сланцах Оловянинского района (восточное Забайкалье). Он установил, что оптические оси кварца в плоскостях, параллельных ас, образуют в одних случаях поясовое расположение (R -тектонит, возникший при вращении вокруг оси b), в других случаях наблюдается максимум, совпадающий с осью b (S -тектонит, возникший при растяжении по оси b).

И.С.Делицин (1960) на материале проводившихся им детальных исследований структур будинаж в архейских кварцито-диопсидовых породах юго-западного Прибайкалья делает сравнение ориентировки оптических осей кварца в малодеформированном кварците и в зоне интенсивного течения кварцита. Интерпретируя полученные микрострук-

турные диаграммы, он заключает, что с увеличением интенсивности течения кварцита происходит упорядочение оптических осей слагающих его зерен кварца, что выражается в форме S -тектонита, характеризующего зону интенсивного течения. В другой своей работе по тому же району И.С. Делицин (1961) демонстрирует иной характер ориентировки кварца в кварците, обтекающем будины диопсидизированного мрамора. Диаграмма оптической ориентировки кварца между двумя будинами мрамора показывает наличие двух отчетливых максимумов с плотностью до 9%, отвечающих развитию двух плоскостей. Положение плоскостей соответствует ограничению будин на данном участке. Одна плоскость выражена более интенсивно вследствие некоторого смещения будин. В целом узор микроструктурной диаграммы рассматривается И.С. Делициным как результат давления, а высокая степень ориентировки указывает на значительную пластичность кварца в процессе образования структур будинаж в первично-слоистой кварцито-мраморной толще и на ориентированное давление, имевшее место при данном процессе.

Интересные и важные микроструктурные исследования проведены также А.Н. Казаковым (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963) на породах Мамского комплекса Северо-Байкальского нагорья. Изучая микроструктурную ориентировку кварца в гнейсах амфиболитовой фации, А.Н. Казаков сделал попытку выяснить, какого рода деформации — скольжение или течение — испытывал кварц при напряжениях, вызывавших пластическое течение слюд. На проводимых им микроструктурных диаграммах максимумы оптических осей кварца лежат косо к плоскости дифференциального течения ab , симметрия узора моноклиная. Но само по себе косое положение максимумов еще не говорит, что они лежат в плоскости скальвания, важно выяснить, в какой именно плоскости происходит скольжение. Это определяется по кварцу с параллельным волнистым угасанием, по которому устанавливается, что деформации происходили по призме. Следовательно, плоскость, в которой находятся максимумы оптических осей кварца, действительно является плоскостью скальвания.

В амфиболитовой фации мамской серии, в области с линейностью по оси a , согласно А.Н. Казакову, встречаются три главных типа кварцевых тектонитов.

Первый тип — V -тектониты ромбической симметрии. Они характеризуются двумя парами максимумов, располагающихся в двух плоскостях скальвания.

Второй тип — V -тектониты моноклиной симметрии с одной парой максимумов в одной плоскости скальвания.

Третий тип — В-тектониты с парой максимумов в плоскости дифференциального течения.

Максимумы оптических осей кварца во всех типах тектонитов располагаются в плоскости ас.

Кроме трех указанных типов встречаются сложные тектониты, образующие поле вокруг оси *b*. А.Н.Казаков считает возможным отнести их к категории R-тектонитов, если предполагать, что все части образовались одновременно. Но так как в пределах пояса максимумы располагаются закономерно и симметрично, возможна и иная трактовка, что здесь зафиксированы стадии развития тектонита от скалывания по двум плоскостям до течения в плоскости *ab*. Истинный R-тектонит представлен на одной из диаграмм, где он находится в комбинации с В-тектонитом ромбической симметрии.

На основе гипотезы Моора А.Н.Казаков дает такое объяснение ориентировки тектонитов и связи их различных типов между собой.

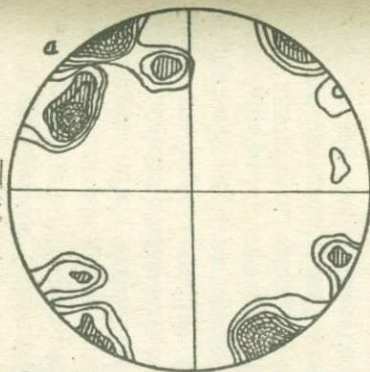
При сжатии в породе возникает две системы трещин (линии Моора), пересекающиеся по линии, перпендикулярной сжимающей силе. Угол между любой из этих плоскостей скалывания и плоскостью, перпендикулярной приложенной силе, менее 45° . При гетерогенном строении породы, хрупкие минералы будут испытывать скалывание, а пластичные минералы (при достаточной величине гидростатического давления) будут течь в иной плоскости. В таких условиях для хрупких минералов могут возникнуть В-тектониты ромбической симметрии.

Прогрессивное сжатие будет вызывать скользящие движения предпочтительно по одной из плоскостей скалывания, что может привести к образованию В-тектонитов моноклинной симметрии, характерных для складок изгиба.

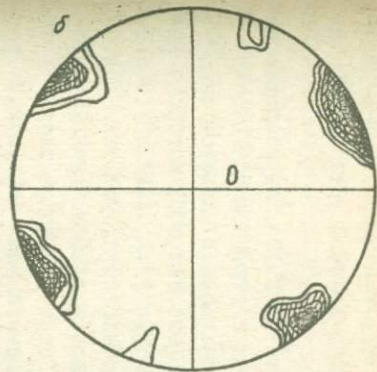
При дальнейшем увеличении сжатия угол внутреннего трения будет уменьшаться и в условиях течения будет равен нулю, т.е. плоскость скалывания совпадает с плоскостью дифференциального течения. Эти условия характеризуют кварцевые S-тектониты. В кварцевых S-тектонитах мамской серии максимумы осей совпадают со структурной осью *a*, которая является направлением главного течения; параллельно ей располагается линейность различных типов.

Нами проведены микроструктурные исследования будинажа в некоторых докембрийских породах Украинского щита. Для сопоставления изучался также будинаж в мезо- и палеозойских породах Карпат и Крыма. Исследованию подвергались исключительно торцевые части ливозидных будин и шейки, соединяющие будины. В зависимости от

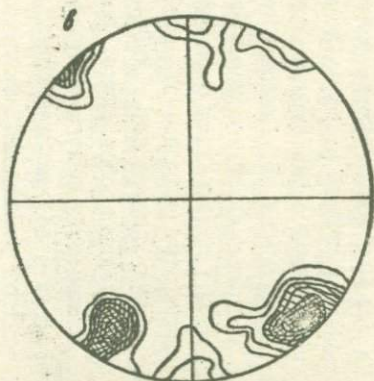
Рис. 12. Ориентировка оптических осей кварца в будинах гнейсов и мигматитов.



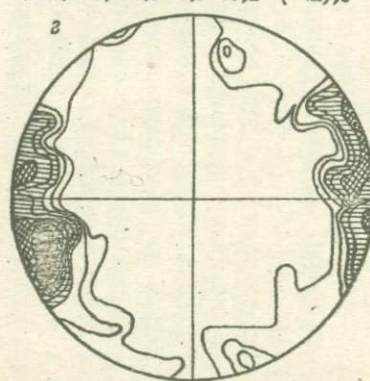
Обр. 36/13. Будина пегматита в гнейсе. Побужье. 60 оптических осей.
1,7-3,4-5,1-6,8-8,5-10,2-(>12)%



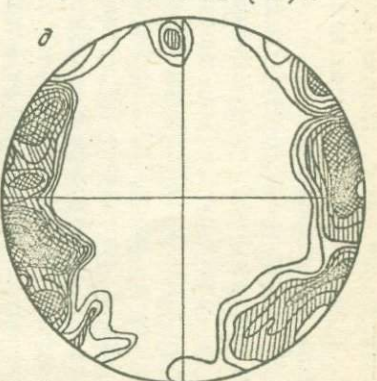
Обр. 69. Будина кварц-полевошпатового состава в гнейсах. Побужье. 45 оптических осей
2-4-6-8-10-12-(>14)%



Обр. 75. Будина кварца в гнейсе. Побужье. 45 оптических осей.
2,5-5-7,5-10-12,5-15-17,5%



Обр. 36/19. Будина кварц-полевошпатового прослойка в гнейсах. Побужье. 75 оптических осей.
1,3-2,6-3,9-5,2-6,5-7,8-(9,1-10,4)%



Обр. 71. Будина пегматита в мигматитах. Побужье.
120 оптических осей.
0,8-1,6-2,4-3,2-4,0-4,8-(>5,4)%

ориентировки структур будинок шлифы вырезались либо в плоскости ac — перпендикулярно оси b , либо в плоскости ab , т.е. перпендикулярно оси c . В гнейсах и мигматитах нижнего Побужья были установлены такие типы ориентировки.

На первой микроструктурной диаграмме (рис. 12, а) вырисовываются две пары максимумов, расположенных в двух пересекающихся плоскостях S . Линия пересечения плоскостей скальвания является осью b ; тупой угол между плоскостями скальвания, биссектрисой которого является ось a , равен 110° ; прилегающий острый угол, имеющий биссектрису ось c , составляет 70° . Одна из плоскостей проявляется более интенсивно, другая пара максимумов несколько слабее. Анализ микроструктурной диаграммы позволяет отнести этот рисунок к типу — S — тектонитов ромбической симметрии с двумя парами максимумов, расположенных в двух пересекающихся под тупым углом плоскостях скальвания. Подобного рода ориентировку называют также ориентировкой сплющивания. Механизм возникновения этой ориентировки (по Лукину и др., 1963) в том, что при сплющивании механически однородной породы возникают две системы плоскостей скальвания. Аналогичные плоскости скальвания возникают также при раздавливании кубика породы под прессом, когда свободное расширение возможно лишь в две противоположные стороны. Это случай плоской деформации, которая очень часто проявляется в природе. Нужно отметить, что плоскости скальвания могут макроскопически не проявиться в породе, а выразиться лишь в оптической ориентировке кварца, соответствующей направлению двух плоскостей скальвания, возникающих при деформации сплющивания.

На рис. 12, б можно видеть более сложную ориентировку оптических осей кварца в будине кварцево-полевошпатового прослойка в гнейсах. Здесь намечается серия парных максимумов, расшифровка которых довольно затруднительна. Наиболее отчетливая пара максимумов ориентирована в диагональной плоскости скальвания, которая ограничивает торец будины; сопряженная с нею вторая пара максимумов выражена очень слабо, тем не менее эти две пары максимумов являются, по-видимому, определяющими для данной структурной формы и соответствуют ограничению торцов будин. Все другие максимумы выражены слабо (за исключением одного в левой верхней части рисунка) и, возможно, относятся к деформациям более раннего этапа. К тому же типу S — тектонитов ромбической симметрии относится, по-видимому, тектонит, микроструктурная диаграмма которого изображена на рис. 12, в. Отличие заключается лишь в том, что нижние максимумы обеих пар

крупные, высокой интенсивности, тогда как соответствующие им верхние максимумы незначительны по абсолютной величине.

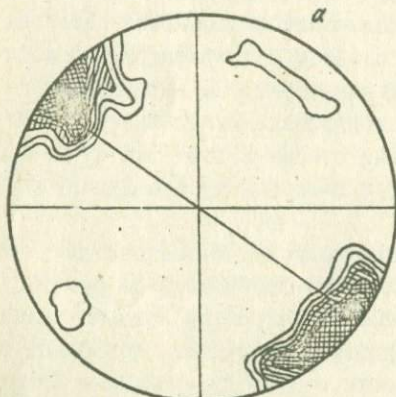
Иного типа ориентировка свойственна тектониту, характеризующемуся диаграммой рис. 12, г. Здесь тектонит имеет ориентировку, близкую к поясовой. Вместе с тем довольно отчетливо вырисовывается пара максимумов, приуроченная к одной плоскости скальвания, проходящей под острым углом к оси с. Этот тип ориентировки соответствует S-тектониту моноклиной симметрии. Но вытягивание максимумов по периметру диаграммы, с образованием неполного пояса оптических осей кварца, дает основание относить этот тип к одномаксимумному S-тектониту, переходному к В-тектониту (по Лукину и др., 1963).

Более близок к многомаксимумным поясовым R-тектонитам тектонит, микроструктурная диаграмма которого изображена на рис. 12, д. Хотя он также не имеет полного поясового строения, однако наличие ряда максимумов, растянутых по периферии диаграммы, позволяет отнести его к типу R-тектонита. Вместе с тем, два наиболее интенсивных парных максимума, расположенные в плоскости, проходящей под острым углом к оси а, свидетельствуют, что данная порода имеет одновременно некоторые черты S-тектонита моноклиной симметрии. Возможно, что эта ориентировка относится к поздней стадии деформации скальвания, тогда как поясовое строение, указывающее на пластическое течение, сохранилось от более ранней стадии деформации пластического течения.

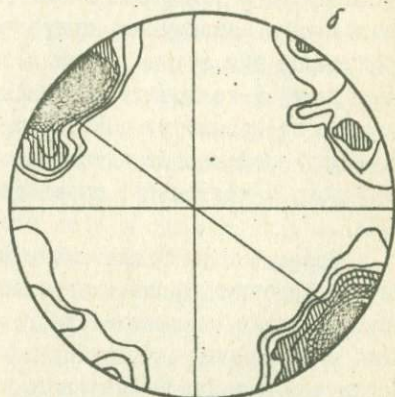
Таким образом, торцы линзовых будин и шейки, соединяющих будины в гнейсах и мигматитах, в соответствии с характерной для них ориентировкой кварца относятся к S-тектонитам с двумя или одной плоскостью скальвания; одновременно наблюдаются тектониты с пластическим течением параллельно оси *b*. Возможно, что эти деформации одновременны: в более ранний этап происходила деформация пластического течения, позднее шло развитие деформаций скальвания. Поэтому интенсивно развита ориентировка по плоскостям скольжения — скальвания — как наиболее поздняя форма, тогда как ориентировка пластического течения проявляется крайне слабо или полностью исчезает. Во всяком случае во всех тектонитах амфиболитовой фации устанавливается два вида деформации: пластическое течение и скольжение — скальвание. Как увидим далее, в породах низкой степени метаморфизма данные микроструктурного анализа фиксируют лишь один вид деформации.

Микроструктурный анализ железистых пород Кривого Рога и Бэло-

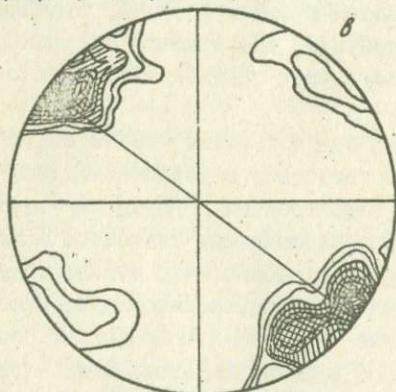
верского района устанавливает весьма выдержанную однообразную оптическую ориентировку кварца в будинах мономинерального кварцевого состава. Здесь изучались будины красного кварца в магнетитовых



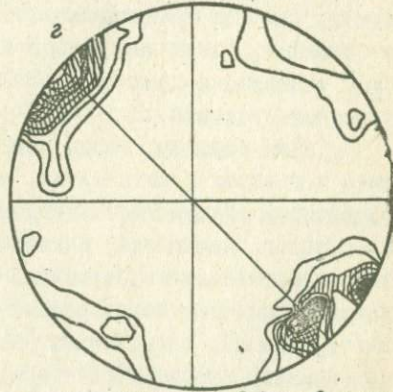
Обр. 4311. Будина кварца в магнетитовом роговике. Кривой Рог. 54 оптических оси. 1,8-3,6-5,4-7,2-9,0-10,8-(12,6-16,2)%



Обр. 4121. Будина кварца в краснополосчатом магнетитовом роговике. 57 оптических осей. 1,7-3,4-5,1-6,8-8,5-10,2-(11,9-13,6)%



Обр. 4112. Будина кварца в джеспилите Кривой Рог. 70 оптических осей. 1,3-2,6-3,9-5,2-6,5-7-8-(9,1-13,0)%



Обр. 4221. Кварцевые будины в сланцах. Белоозерское месторождение. 77 оптических осей. 1,2-2,4-3,6-4,8-6,0-7,2-(8,4-14,4)%

Рис. 13. Ориентировка оптических осей кварца в будинах железистой формации.

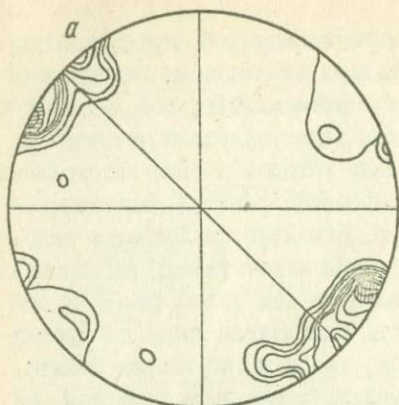
роговиках, будины кварца в артитовых роговиках и джеспилитах и будины белого полупрозрачного кварца в хлорито-серицитовых сланцах железорудной формации.

В Саксаганском районе Криворожского бассейна структуры буди-
наж показывают, что растяжение было параллельно осям синклинория и
составляющих его складок, т.е. имело субмеридиональное направление.
В связи с этим наиболее интересна для характеристики оптической
ориентировки плоскость ab , параллельно которой и были изготовлены
шлифы. Микроструктурные диаграммы краснополосчатых магнетитовых
роговиков, приводимые на рис. 13, а и б, показывают одинаковую зако-
номерную оптическую ориентировку с двумя максимумами, расположен-
ными в плоскости скальвания, направленной под углом $45-55^\circ$ к оси a .
Вторая, сопряженная с первой, плоскость скальвания почти не прояви-
лась, что вообще нередко встречается, так как, по словам Шмидта,
"только та система плоскостей скальвания становится заметной, по
которой движение встречает меньшее сопротивление". Таким образом,
узор микроструктурных диаграмм для этих пород очень близок (что
указывает на единую выдержанную закономерность оптической ориенти-
ровки кварца) и позволяет отнести их к типу S -тектонита моноклин-
ной симметрии.

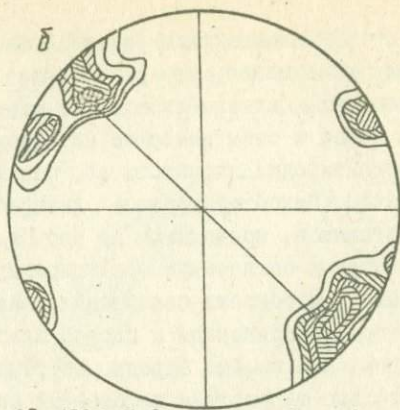
В пределах Тарапако-Лихмановской антиклинали и Лихмановской
синклинали ориентировка осей иная: здесь максимальное растяжение
соответствовало оси a ; длинная ось будин вытянута параллельно осям
складчатых структур. Поэтому здесь микроструктурное изучение тор-
цов будин производилось в плоскости ac . Как и следовало ожидать,
тип тектонитов полностью тот же самый, что и в Саксаганском райо-
не: те же S -тектониты моноклинной симметрии с одной плоскостью
 S , по которой проходила деформация скальвания (рис. 13, в).

Очень близок структурный узор кварцевых будин в хлорито-слю-
дистых сланцах железорудной формации Белозерского района (рис. 13, г).
Здесь, правда, несколько более отчетливо намечается вторая плос-
кость скальвания, однако низкая интенсивность узора не позволяет
выделить эту плоскость и говорить о двухсторонней ромбической сим-
метрии тектонита.

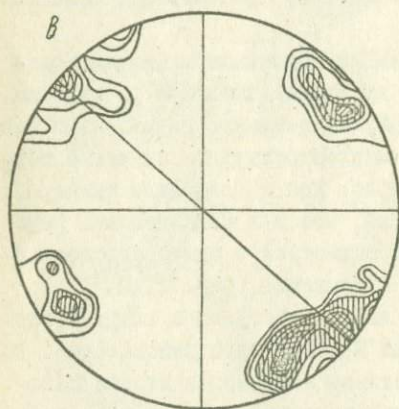
Для сравнения приводим результаты микроструктурного анализа
структур будинаж в породах Карпат и Крыма. В Карпатах изучению под-
вергались кварцевые будины в слюдистых сланцах палеозоя в районе
Рахова. Кварц здесь весьма крупнозернистый, поэтому с двух-трех
шлифов число замеров невелико, не более 45-50 зерен. Однако зако-
номерность оптической ориентировки здесь весьма четко проявляется и
при небольшом числе замеров. На рис. 14, а и б даны микроструктурные
диаграммы кварцевых будин. Породы претерпели метаморфизм не выше
фаши зеленых сланцев, кварц перекристаллизован с образованием



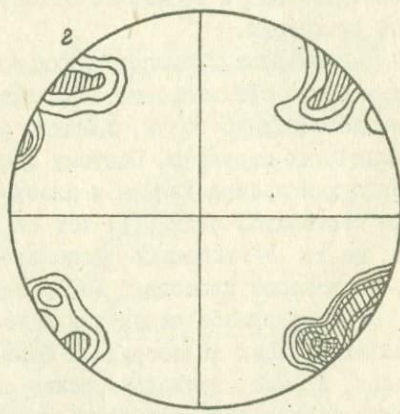
Обр. 1641. Будина кварца в слюдястых сланцах. Карпаты. Окрестности Рахова. 41 оптическая ось.
2,5-5-7,5-10-12,5-15-(17,5-22,5)%



Обр. 1622. Будина кварца в слюдястых сланцах. Там же. 50 оптических осей.
2-4-6-8-10-12%



Обр. 3221. Будина песчаника во флишевой толще. Крым. Старая Алупка. 48 оптических осей.
2-4-6-8-10-12-14%



Обр. 3211. Будина глинистого песчаника во флишевой толще. Там же. 40 оптических осей.
2,5-5-7,5-10-12,5-15%

Рис. 14. Ориентировка оптических осей кварца в будинах флишеидных Карпат и Крыма.

очень крупных зерен. Так как межбудинные пережимы вытянуты параллельно и под острым углом к осям складок, т.е. максимальное растяжение было перпендикулярно простиранию складчатости — оси *b*, то шлифы вырезались параллельно плоскости *ас*. Узор микроструктурной диаграммы образует пару отчетливых максимумов, расположенных в плоскости скальвания, диагонально по отношению к оси *a*. Очень слабо

намечаются следы второй плоскости скальвания S_2 на рис. 14, а, несколько более четко она проявляется на рис. 14, б, однако ее нельзя принимать как фактически существующую. Следовательно, порода также представляет собой S -тектонит моноклиной симметрии, как и будинаж в железистых породах Кривого Рога и Белозерского района.

Несколько иная ориентировка оптических осей кварца во флишевых формациях Крыма. Микроструктурные диаграммы глинисто-известково-кварцевого песчаника таврической серии (рис. 14, в и г) свидетельствуют о наличии деформации по двум плоскостям скальвания S_1 и S_2 , к которым приурочены две пары максимумов. Таким образом, это тектониты ромбической симметрии; ограничения торцов будин совпадают с направлением плоскостей скальвания. Максимальное растяжение в данном случае параллельно оси b , торцы будин лучше всего выражены в плоскости ab .

Из всего изложенного по результатам микроструктурного анализа структур будинаж в породах высокой, средней и низкой ступени метаморфизма, а также в осадочных, подвергшихся складчатости, можно сделать выводы.

1. Будинаж при высоких ступенях метаморфизма возникает в результате деформаций скальвания и пластического течения. Деформации скальвания проявляются по двум или одной плоскостям скальвания, параллельным ограничениям линзовидных будин. Кварцевый тектонит подобного строения относится к типу S -тектонита ромбической (две пары максимумов) или моноклиной (одна пара максимум) симметрии. Наличие неполной поясовой ориентировки оптических осей и растянутость максимумов, возможно, указывают на деформации пластического течения, которые возникали, по-видимому, на более раннем этапе.

2. Кварцевые тектониты низкой и средней ступеней метаморфизма (к которым относятся железистые роговики и джеспилиты, аспидные, хлорито-слюдистые и амфиболо-хлоритовые сланцы железистой формации Кривого Рога и Белозерского района) также имеют четкую ориентировку оптических осей; они относятся к типу S -тектонитов моноклиной симметрии, характеризующаясь парой максимумов, приуроченных к одной плоскости скальвания. Иногда слабо проявляется вторая плоскость скальвания S_2 , которая, как правило, не достигает сколько-нибудь существенной четкости.

3. Совершенно аналогичные тектониты характерны для структур будинаж палеозойских слюдистых сланцев Карпат. Они также относятся к типу S -тектонитов моноклиной симметрии с двумя максимумами, приуроченными к одной плоскости скальвания. Слабо намечается вторая

сопряженная плоскость скальвания S_2 , выраженная незначительными по интенсивности, расплывчатыми максимумами.

4. Тектониты линз будинажа в осадочных породах, не претерпевших метаморфизма (флишевая часть таврической серии Крыма), относятся к типу S-тектонитов ромбической симметрии с двумя парами максимумов, расположенными на двух пересекающихся плоскостях скольжения - S_1 и S_2 .

Таким образом, деформации, по-видимому, выраженные в образовании структур будинаж в осадочных неметаморфизованных породах, вызывают весьма близкие закономерности оптической ориентировки кварца, свидетельствующие о том, что основным видом деформации является скольжение по одной или двум плоскостям скальвания. Пластическое течение слабо фиксируется лишь при высоких степенях метаморфизма (амфиболитовая фация). Эти данные свидетельствуют о высокой чувствительности кварца к тектоническим деформациям. Даже при тектогенезе осадочных толщ (следовательно, при низких температуре и гидростатическом давлении, но высоком боковом давлении) устанавливается весьма четкая единая ориентировка оптических осей кварца.

По-видимому, лобные тектонические дифференциальные напряжения, вызывающие разделение жесткого пласта на линзы, сопровождаются созданием закономерной оптической ориентировки кварца, указывающей на развитие явлений скольжения по двум пересекающимся плоскостям скальвания, из которых обычно отчетливо развита лишь одна, а другая большей частью слегка намечается или даже вообще не выявляется оптической ориентировкой.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ В НЕОДНОРОДНО-СЛОИСТЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Неоднородно-слоистые геологические толщи и характерные для них деформации, вызванные дифференциальным распределением напряжений, довольно широко распространены в земной коре. Кроме наиболее характерных для этих сред деформаций, относящихся к типичным структурам будинаж, известны многие другие формы, обнаруживающие несомненную морфологическую и кинематическую близость и, по-видимому, объединенные определенными общими закономерностями деформации.

Из этих форм наиболее интересны, имеющие важное значение в тектонике, таковы: диапировые соляные купола; гранито-гнейсовые купола

(купольные инфраструктуры); планетарные формы залегания оболочек земной коры.

Остановимся несколько подробнее на каждом из этих типов структур.

Диапировые структуры и их кинематическая общность со структурами буцинаж

Диапиризм представляет собой весьма своеобразное и сложное геологическое явление, возникновение которого до сего времени недостаточно выяснено и вызывает споры и разногласия между исследователями. Наиболее широко известен и детально изучен соляной диапиризм, значительно менее данных имеется о глиняных диапирах и грязевых вулканах, являющихся специфической формой диапиризма. Магматический диапиризм за последнее время приобретает несколько иное значение в связи с установлением весьма широкого развития гранито-гнейсовых или мигматитовых куполов в результате гранитизации; чисто магматические диапиры имеют, очевидно, подчиненное значение.

С о л я н а я т е к т о н и к а

Соляные диапиры довольно широко распространены в самых различных регионах земного шара, как в геосинклинальных, так и в платформенных областях. Они в основном приурочены к крупным отрицательным тектоническим структурам — синеклизам, грабенам, краевым прогибам, межгорным и внутренним впадинам, в строении которых участвуют мощные соленосные толщи различного возраста.

Сравнительно хорошо изучены следующие области развития соляной тектоники (по данным Китыка, 1963): с кембрийской солью: Иркутский амфитеатр и юго-западный Иран (побережье Персидского залива); с девонской солью: Днепроовско-Донецкая впадина, Припятский прогиб, Хатангская впадина; с каменноугольной солью: бассейн Парадокс в США; с пермской солью: Прикаспийская впадина, Приуральский прогиб, восточный склон Русской платформы, юго-восточная часть Днепроовско-Донецкой впадины, Польско-Германская впадина, побережье Мексиканского залива (впадина Гольф); с солью мелового возраста: бассейн Куанза в Анголе, с верхнетретичной солью: Предкарпатский и Закарпатский прогибы, Трансильванская впадина, Предзагорский прогиб.

Формы и размеры соляных структур разнообразны. Преобладают округлые, несколько вытянутые в плане купола, диаметром от нескольких километров до нескольких десятков километров, соляные столбы, расширяющиеся в верхней своей части, соляные валы, вытягивающиеся на несколько десятков километров. Широко распространены неправильные формы соляных структур, как бы окаймляющие межкупольные блоки надсолевых пород.

Распространение соляной тектоники на глубину в ряде районов колеблется в пределах 2-3 км, в отдельных случаях достигая 8-10 км (впадина Гольф, Прикаспийская впадина). При меньших глубинах (600-1000 м) соляная тектоника слабо проявляется, ограничиваясь небольшими вздутиями и валообразными поднятиями; типичные купольные структуры обычно не возникают.

Детальное рассмотрение морфологии и механизма образования соляных структур, а также общего литологического состава пород, вмещающих соляные пласты, приводит к выводу, о том, что соляной диапиризм во многих отношениях близок к структурам будиная. Прежде всего, как те, так и другие структуры возникают только в неоднородно-слоистых толщах, в которых относительно более жесткие компетентные пласты чередуются с пластичными, обладающими высокой текучестью. В соляном диапиризме роль жесткого будинируемого компонента играет надсолевая толща, состоящая из различных по литологическому составу терригенных отложений, а роль пластичного, текучего пласта принадлежит соляной толще; соляные купола, таким образом, приурочены к межбудинным разрывам, а межсолянокупольные блоки подсолевой толщи аналогичны самим будинам. Это хорошо вырисовывается на поперечных разрезах многих соляных структур. Для примера приводим лишь один типичный разрез по Ишимбаевскому Приуралью, составленный А.А.Богдановым (1947), на котором видны типичные будины межкупольных блоков (рис.15). Следовательно, вторая общая черта - морфологическое сход-

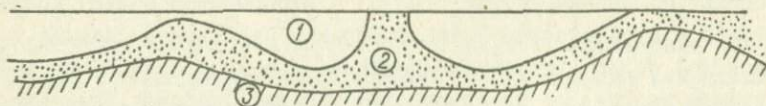


Рис.15. Разрез соляных структур Ишимбаевского Приуралья (по Богданову, 1947):
1 - надсолевая толща; 2 - солевая толща; 3 - подсолевые отложения.

ство соляных диапировых структур и структур будиная. Это сходство не ограничивается плоскостными поперечными разрезами, но полностью сохраняется и в объемных формах.

Третья общая черта заключается в том, что в размещении соляных структур обычно наблюдается определенная линейная вытянутость. Группы соляных куполов вытягиваются цепочкой по прямой линии, иногда образуют залы в один или несколько параллельных рядов, обычно вытянутых согласно осям крупных складчатых структур региона.

Так, например, во впадине Парадокс (США) соляные структуры группируются в четыре антиклинальные линии, вытянутые с СВ на СЗ параллельно северо-восточному борту впадины (Китык, 1963). Входящие в эти направления отдельные соляные структуры имеют различные формы — изометрические и овальные купола и линейные антиклинали длиной до 60 км.

В Днепровско-Донецкой впадине, по данным В.И.Китыка (1963), также намечается ряд тектонических линий, объединяющих соляные структуры. Эти линии параллельны простиранию основных структурных элементов региона. Каждая линия состоит из серии купольных структур, образующих четковидные формы. В сущности образуются непрерывные соляные антиклинали, осложненные отдельными куполовидными поднятиями, являющимися по отношению к антиклиналям структурами второго порядка.

На восточном склоне Русской платформы соляные структуры вытянуты параллельно Уралу в меридиональном направлении (Розанов, 1957). Они группируются в линейные системы, называемые валами.

В Башкирском Приуралье (Богданов, 1947) соляные диапиры имеют своеобразную форму колец или овальных и неправильно четырехугольных рамок (рис. 16) размером до нескольких километров. Внутри рамок и колец находится мульда, выполненная надсолевыми отложениями уфимской красноцветной свиты. Подобная форма диапировых структур обусловлена тектоническими разрывами надсолевой толщи.

В пределах Лено-Ангарской синеклизы развиты узкие и длинные линейно-вытянутые антиклинали с проявлениями соляной тектоники. Они вытянуты либо параллельно границе Сибирской платформы, либо параллельно границе между Ангарской антеклизой и Прибайкало-Ленской синеклизой.

В Прикаспийской впадине ранее не устанавливалось достаточно четкого линейного размещения соляных структур. Ю.А.Косыгин (1960) предполагал, что размещение соляных куполов здесь соответствует очертаниям Байчунасского прогиба, возникшего в раннемеловую эпоху. А.Н.Гейлер (1951-1956) высказал мнение о гексагональной закономерности в их размещении. Он считал, что при колебательных движе-

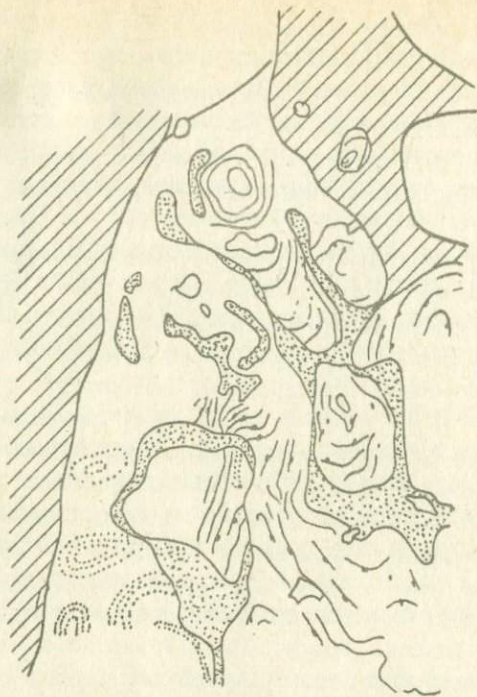


Рис.16. "Рамочная" форма соляных диапиров (по А.А.Богданову).

ниях в период прогибания Прикаспийской впадины надсолевые отложения подвергались растяжению и расчленились на отдельные полигоны, а в период поднятий на стыках полигонов в ослабленные зоны под давлением снизу внедрялась соль, образуя соляные купола (формы, имеющие сходство с кольцевыми и рамочными соляными структурами Башкирского Приуралья, но с более остроугольными очертаниями). Сходную картину размещения куполов дает и С.Н.Журавлев (1961). По последним работам А.П.Шафранова и И.И.Скворцова (1966) установлена исключительно четкая картина закономерного размещения соляной тектоники в Прикаспийской впадине. На основании составленной ими структурно-тектонической карты надсолевого комплекса отложений Прикаспийской впадины они пришли к выводу, что соляные купола здесь группируются в более крупные структуры – соляные гребни (антиклинали) – и что фиксируемые по гравиметрическим данным соляные купола большей частью являются осложнениями, соляными "вздутиями" более крупных соляных структур – соляных гребней. Оси вы-

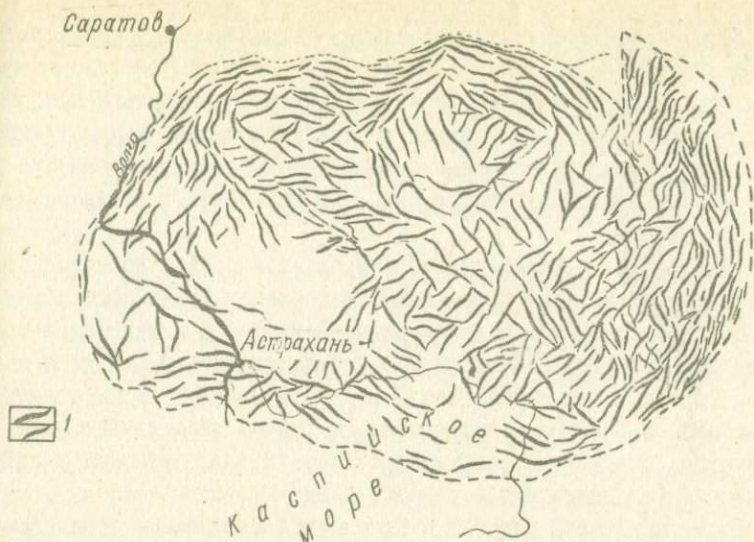


Рис.17. Закономерности размещения соляных структур в Прикаспийской впадине (по Шаfranову и Сиворцову, 1961):
 1 - простираение соляных гребней (антиклиналей).

деленных ими, по геофизическим данным, соляных гребней (антиклиналей) нанесены на карту соляных отложений (рис.17). Оказалось, что оси соляных гребней имеют различную ориентировку и протяженность, однако наблюдается преимущественная их вытянутость в северо-западном и северо-восточном направлениях. Сопоставление характера размещения соляных структур со структурным планом мезозойского надсолевого комплекса показывает, что конфигурация крупных структурных элементов - поднятий и опусканий - отражает в общих чертах характер пространственного размещения соляных структур.

Четвертая общая черта соляных структур и структур будиная - условия их образования. Мы не будем касаться различных теорий соляного диапиризма, их довольно много, но за последнее время большинство исследователей склоняется к мнению о преобладающей роли глубинного тектонического фактора с подчиненным значением гравитационного выдавливания или "всплывания".

Наиболее приемлемы, по нашему мнению, взгляды В.И.Китыка (1963), который считает, что образование соляных структур обуслов-

лено следующими факторами: напряжениями, возникающими в осадочной толще в результате глубинных тектонических процессов; неоднородным слоистым строением осадочной толщи, различием механических свойств пород, слагающих толщу (в основном — различием механических свойств солей, с одной стороны, и остальных пород — с другой); залегаением солей в разрезе осадочных толщ в виде мощных, почти мономинеральных горизонтов.

Под действием глубинных тектонических процессов, по В.И.Китыку, происходят окладчатые и разрывные дислокации фундамента солянокупольных областей; в эти движения вовлекается и вышележащая толща осадочных пород. Возникающие в ней напряжения приводят к деформациям, причем вследствие неоднородности состава толщи отдельные горизонты по-разному реагируют на возникшие напряжения: одни деформируются лишь упруго, другие пластически выжимаются из участков с высокими напряжениями в участки с низкими напряжениями, третьи, после некоторой упругой и пластичной деформации, разрываются. Каменная соль, вследствие высокой пластичности, течет раньше других пород, перемещается из одних участков и аккумулируется в других.

Роль глубинной тектоники в формировании соляных структур подчеркивают также А.П.Шафранов и И.И.Скворцов (1966) на основании анализа (см. рис. 17) структурного плана мезозойского надсолевого комплекса. Установив, что на нем отражена общая структура палеозойского (подсолевого) комплекса, они заключают, что размещение соляных структур обусловлено тектоникой подсолевого комплекса отложений, а следовательно, определяющий фактор соляного тектогенеза — глубинные тектонические явления. Гравитационный фактор, роль которого отрицать нельзя, имеет подчиненное значение.

Нужно еще добавить, что соль — порода крайне мало сжимаемая, ее плотность практически остается неизменной в большом интервале глубин (Белюсов, 1962), поэтому все тектонические движения подсолевого комплекса с той же интенсивностью передаются через соль залегающему выше надсолевому слою; никакого ослабления или затухания напряжений в соляной толще за счет ее уплотнения, не может происходить.

Из краткой характеристики соляных диапиров достаточно ясно вырисовываются общие черты, объединяющие их со структурами будинажа: наличие неоднородной слоистой среды; проявление в ней дифференциальных сил сжатия, вызывающих деформации течения пластичных слоев и разрывы более жестких слоев, не способных (или способ-

ных в незначительной степени) к пластической деформации; морфологическое сходство и единые закономерности пространственной ориентировки.

Вместе с тем, солесодержащие комплексы обладают своеобразными особенностями состава, свойств и условий залегания составляющих их пластов, что не может не отражаться на характере деформации, а следовательно, и на морфологии соляных структур, обуславливая их специфические черты.

Первое и основное отличие толщ, содержащих диапировые структуры, в том, что компетентный слой (в данном случае надсолевая толща) находится здесь не между двумя пластичными слоями, как в большинстве структур будинаж, а контактирует лишь с подстилающим пластичным слоем соли.

Второе отличие диапиров от будинажа в том, что компетентный слой (надсолевая толща) обычно выходит на дневную поверхность и, следовательно, не несет никакой гидростатической нагрузки, за исключением собственного веса.

Естественно, что в связи с этим деформация имеет "односторонний" характер: вздутия и прорывы пластичного материала происходят снизу. Отсюда и морфология межкупольных блоков надсолевой толщи большей частью характеризуется в разрезе асимметричной формой — полуовальными очертаниями нижней части блока и близкими к прямоугольной — в верхней (см. рис.19).

Третье отличие соляных комплексов состоит в необычайно высокой пластичности соли в условиях сжатия. В природе, по-видимому, нет другой подобной породы с исключительно высокими пластическими свойствами и ничтожными величинами вязкости, сцепления и внутреннего трения. В связи с этим при недостаточной мощности пласта соли разрывные деформации в надсолевой толще почти не проявляются.

Наконец, четвертое отличие, касающееся надсолевых толщ, заключается в том, что они большей частью слагаются рыхлыми, малоуплотненными породами, обладающими довольно высокой пластичностью. Поэтому деформации в них нередко ограничиваются образованием впадин вдавливания от вздутий соли в виде куполов, валов, бугристости и т.д. Разломные и трещинные структуры скалывания большой протяженности, свойственные упругим, крепким породам, в надсолевой толще развиты слабо, преобладают зоны коротких быстро выклинивающихся трещин растяжения. Часто внедрение соли происходит в виде длинных колонноподобных форм (соляные столбы) круглого сечения, имеющих длину несколько километров при диаметре 300—500 м.

Указанные особенности сложения и состава вмещающих диапиры толщ в известной мере обуславливают своеобразие морфологии соляной тектоники, образование необычных для тектонических структур длинных цилиндрических столбов, соляных вдутий ("подушек"), "кольцевых" и "рамочных", гексагональных блоков надсолевой толщи и т.д. Там, где область соляной тектоники хорошо изучена, как, например, в северной части ФРГ (по Трусхейму), устанавливается закономерный генетический ряд соляных структур от небольших соляных вдутий ("подушек") в окраинных частях соленосного бассейна, характерных небольшой мощностью соли, к соляным штокам, куполам, столбам и до соляных валов, формирующихся при максимальной мощности соляной толщи в центральной части бассейна (рис.18).

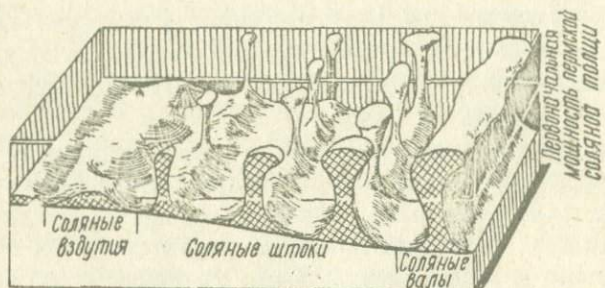


Рис.18. Блок-диаграмма различных типов соляных структур в зависимости от первоначальной мощности пермской соляной толщи (по Трусхейму).

На глиняных диапирах мы не останавливаемся, поскольку детали их строения и образования изучены недостаточно и ничего существенно нового для характеристики диапиризма они дать пока не могут.

Купольные и инфраструктуры (гранито-гнейсовые купола)

Специфические формы глубинной складчатости, так называемые купольные инфраструктуры, в настоящее время широко известны почти на всех кристаллических щитах. Они описаны в пределах Балтийского щита Вегманом (1930), Эскола (1949), Кранком (1957), Вьюрененом (1959), К.О.Кратцем и др.(1968); в Канадском щите Фойе (1916), Баддингтоном (1948), Хьюитом (1957) и др.; в Южно-Африканском щите их изучали Мак-Грегор (1951), Дь-Тойт (1958), Тернье (1956-1957) и

др.; в Гвианском щите - Шубер (1956); в Украинском щите Н.П.Семенов (1948-1949), Г.К.Кужелов (1960), В.А.Рябенко (1960), Г.И.Калаев (1963) и др.; в Алданском щите - Н.Г.Судовиков, М.Д.Крылова (1959) и др.

Купольные структуры встречаются и в более молодых подвижных зонах от каледонид до альпийских сооружений. Они описаны в Аппалачах, Альпах, Уральском и Кавказском хребтах и т.д. Эскола (1949), Кранком (1957), Кингом (1961), В.В.Белоусовым (1962), С.В.Чесновым (1966) и др.

Впервые купольные формы глубинной складчатости были выделены Вегманом (1930). Он охарактеризовал значение диапиризма в складчатости глубинных зон и обосновал возможность распространения особенностей соляной тектоники на своеобразные складчатые структуры докембрия. Сущность выводов Вегмана такова.

В пределах подвижных поясов верхняя часть земной коры состоит из двух зон: поверхностной зоны, являющейся чем-то вроде цоколя, и более глубокой зоны, обладающей повышенной пластичностью и в глубинной части способной к течению. Различие в свойствах цоколя и нижней пластичной зоны отражается в дислокациях, имеющих большое сходство с деформациями в соленосных толщах, которые также ведут себя как текучие высокопластичные массы. Следовательно, структуры, формирующиеся в условиях глубинных зон, будут аналогичны соляным куполам.

При тектонических движениях цоколь, как более жесткая часть земной коры, разламывается на блоки и образует сводовое поднятие, куда и устремляются мобильные массы глубокой зоны. В вершине свода, благодаря гидростатическому механизму текучих масс, динамические напряжения должны быть равны давлению в пластических массах на глубине, поэтому напряженные массы будут стремиться вверх, в область малых давлений. В результате сводовое поднятие увеличивается и переходит в купол, а затем в типичный диапир.

Эскола (1949) выдвинул гипотезу о ремобилизации тектонических куполов с проникновением флюидов. Он считает, что plutоны первого орогенического цикла, позднее эродированные и перекрытые осадочными породами, ремобилизуются во время следующего, более позднего орогенического цикла, когда флюид или новая гранитная магма внедряется в древний плутон, уже превратившийся в гнейсы в результате регионального метаморфизма. Этот процесс сопровождается мигматизацией, гранитизацией и палингенезом.

Кроме теории гранитных диапиров Вегмана и ремобилизма ранних плутонов Эскола известны и другие теории происхождения гранито-гнейсовых куполов, ставящие на первое место либо метаморфическое замещение, либо магматическое послонное внедрение магмы с образованием расслоенных ксенолитами плутонов.

Э.Кранк (1954), после тщательного изучения структур докембрия южной Финляндии, установил, что на этой площади проявились две основные фазы деформации различного стиля. Более древняя фаза проявилась, вероятно, в супракрустальных условиях со складками взброса и покрова и сопровождалась сильной механической деформацией пород, но сравнительно небольшой перекристаллизацией. На эту складчатость наложена более поздняя деформация инфракрустального типа, вызвавшая возникновение крупных тел мигматитового гранита в виде больших куполов.

При поднятии куполов метаосадки и вулканические породы были зажаты между мигматитовыми массами, образовав дугообразные структуры и складки волочения. Линейные структуры первой базы обычно подвергались искривлению или перегибу. Вместе с выжиманием мигматитовых куполов характерно возникновение больших лежащих складок волочения и покровов. Между гнейсами и метаосадками обычно развивается зона скальвания, не только вдоль границы супра- и инфраструктуры, но и между различными пластами супраструктуры. Кранк считает, что образование куполов, котловинообразной и ярусной тектоники обусловлено горизонтально-ориентированными силами орогении.

Из сложенных выше представлений Вегмана, Кранка следует, что, во-первых, гранито-гнейсовый диапиризм в основном аналогичен соляной тектонике, а во-вторых, он во многом сходен и со структурами будинаж, если за будинажные тела принимать блоки цоколя, а мигматитовые купола сопоставлять с межбудинными образованиями. Кранк, между прочим, упоминает о генетическом сходстве глубинных купольных структур со структурами будинаж (рис.19). Очевидно, для многих инфраструктур подобная аналогия может считаться естественной: жесткие блоки цоколя, обтекаемые пластичной мигматитовой массой, имеют довольно ясно выраженное сходство со структурами будинаж, как и соляные структуры.

Однако, если рассматривать этот вопрос детальнее и глубже, то нужно констатировать, что формирование инфраструктур относится к весьма сложным и во многом еще неясным процессам и что в превращениях вещества, слагающего гранито-гнейсовые купола, имеются свое-

образные, совершенно особые моменты, которых нет и не может быть в массах солей, слагающих соляные структуры. Речь идет о многоэтапном развитии гранито-гнейсовых куполов, по-видимому неоднократной ремобилизации вещества в куполах, о широком проявлении гранитизации, приводящей к увеличению объема, "вспучиванию" гранитизируемых масс, что является, возможно, одной из основных движущих сил возникновения и развития инфраструктур.

Относительно многоэтапности образования глубинных купольных структур известны работы многих исследователей. Кроме представлений на этот счет Эскола и Кранка, изложенных выше, необходимо отметить, что Г.И.Каляев (1965) подробно разбирает вопрос об условиях формирования глубинной складчатости Большого Кривого Рога и приходит к выводу, что для этого региона есть основания выделять четыре последовательных этапа, образующих единый цикл глубинной складчатости.

Очень интересна попытка С.В.Чеснокова (1966) установить последовательность развития гнейсовых куполов Восточно-Уральского антиклинория по складкам волочения. Опираясь на наличие и размещение в пределах антиклинория нормальных и обратных складок волочения, С.В.Чесноков приходит к выводу о трех фазах развития глубинной складчатости. В первую фазу, в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, возникла линейная складчатость с кливажом осевой плоскости и нормальными складками волочения; распространение последних в породах супра- и инфраструктур свидетельствует об общей деформации всей толщи вследствие сильного тангенциального сжатия. Во вторую фазу происходил рост диапирового купола в результате "вспучивания" гранитизируемых пород. Это доказывается образованием на крыльях обратных складок волочения. В третью фазу происходили сбросо-сдвиговые перемещения с образованием поперечных складок волочения различных порядков.

Таким образом, многоэтапность формирования инфраструктур доказывается различными исследователями на большом и убедительном фактическом материале, причем в одних случаях это ремобилизация древнего гранитного фундамента (Эскола, Кранк, Каляев и др.), в других - гранитизация осадочных отложений, составляющих низы геосинклинального цикла (Чесноков). Важно здесь то, что не менее чем один раз (в конце цикла), а, возможно, два-три раза и более на протяжении последнего происходило затухание мобильности

текучих масс и переход их в пластичное состояние в виде округлых макроформ, обладающих всеми свойствами и особенностями будинированных тел типа будинажа нагнетания. Когда разогретый текучий материал мигматитовых куполов начинает остывать, его жесткость увеличивается и становится более высокой, чем жесткость вмещающих осадочных и метаморфических пород. В результате этого породы как бы меняются местами: гранитизированные купола становятся жесткими блоками, а обтекающие их породы цоколя являются в данной обстановке более пластичными, чем первые (особенно при наличии в этих толщах сланцев и карбонатных пород). Это обстоятельство, коренным образом отличающее гнейсовые купола от соляных диапиров (так как соль всегда более пластична, чем покрывающие ее породы), имеет огромное значение в формировании морфологии и характере размещения глубины складчатости.

Собственно специфику гранито-гнейсовых куполов обуславливают три основных фактора.

Первый фактор — это процесс гранитизации и вызываемое им "всучивание" пород, приводящее к образованию закономерно размещающихся в пространстве узлов, из которых и возникают купола. Последовательное развитие гранитизации способствует значительному разрастанию купольных структур за счет разделяющих их блоков осадочных пород, что приводит к резкому сокращению площади последних. Вследствие этого в регионе развития глубинной складчатости обычно доминируют по площади гранито-гнейсовые купола, разделенные весьма узкими, сжатыми синклиналями осадочных пород, а часто и соединяющиеся друг с другом. Возможно, что стадия разрастания гранито-гнейсовых купольных структур в дальнейшем, при более детальных исследованиях, окажется аналогичной стадии формирования тех структурных форм, которые М.В.Гзовский (1960) назвал будинажем "нагнетания". Однако пока для этого еще нет достаточных данных, так как будинаж нагнетания практически почти не изучен, а гранито-гнейсовые купола хотя давно фиксируются и изучаются, но детали их строения, их объемные пространственные формы и характер развития содержат еще много неясного, спорного в связи с явным недостатком геологических фактов и поэтому вынужденной необходимостью исходить в основном из геофизических данных.

Второй фактор, обусловивший особенность инфраструктур — двойственность и непостоянство физического состояния деформируемых толщ, кардинально меняющихся на протяжении цикла геологического развития.

Эта двойственность выражается в том, что в период гранитизации захваченные ею породы являются высокопластичными, текучими, а окружающие их толщи — жесткими блоками. По мере ослабления процесса гранитизации и остывания пород гранитизированные массы, составляющие гранито-гнейсовые купола, постепенно становятся более жесткими, чем разделяющие и покрывающие их породы осадочно-метаморфического комплекса.

Нужно заметить, что такое же превращение жестких слоев в пластичные и наоборот нередко наблюдается в различных метаморфических породах. Можно указать на факты обтекания кварцитом карбонатно-диапсидовых будин в архее юго-западного Прибайкалья (Делицин, 1958—1963); в железистых роговиках Кривого Рога местами встречается будинаж магнетитовых прослоек, обычно играющих роль пластичной компоненты в широко развитом будинаже кварцевых слоев и т.д. Однако в условиях формирования инфраструктур эта способность к превращению в физически совершенно иную массу проявляется наиболее резко.

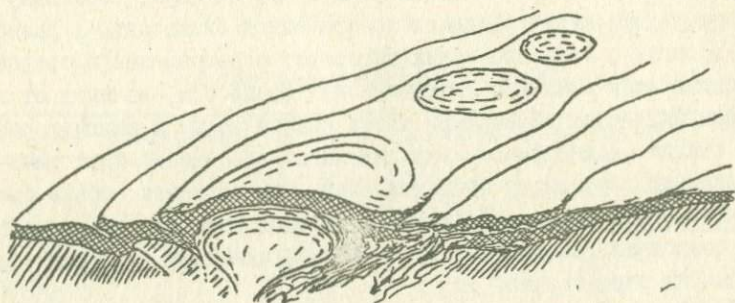


Рис.19. Купольные инфраструктуры, сходные с будинажем (по Кранку).

Естественно, что деформации последнего этапа тектонического развития наблюдаются в породах более четко, чем затухающие деформации начального этапа. Поэтому форма гранитных куполов в разрезе имеет большое сходство с будинными телами (рис.19).

Третий фактор — многофазность развития глубинных купольных структур, явления ремобилизации древних гранитных плутонов, неоднократное их разогревание и, соответственно, многофазное проявление тектонических деформаций, многостадийный сложный рост купола

с неоднократными остановками и, по-видимому, обратными движениями, опусканиями и т.п. Все эти вопросы крайне слабо изучены и в основном лишь намечаются в самом предварительном виде по небольшому количеству отрывочных, разрозненных фактов. Ясно одно, что формирование купольных инфраструктур — процесс крайне сложный, длительный, с многократной сменой характера и условий развития и физического состояния деформируемых масс пород. На это указывает исключительная сложность морфологии, состава и размещения зон глубинной складчатости.

П л а н е т а р н ы е т е к т о н и ч е с к и е д е ф о р м а ц и и з е м н о й к о р ы

Рассматривая строение земной коры и характер проявляющихся в ней планетарных тектонических деформаций, можно заметить, что некоторые формы планетарных структур имеют определенные общие черты со структурами будинаж. Конечно, не может быть и речи о полной аналогии, а тем более — тождестве тех и других форм, поскольку планетарные деформации обладают чрезвычайной сложностью и разнообразием в связи с тем, что в них участвует одновременно в тесной взаимосвязи весь комплекс геологических процессов, начиная от гипергенных (влияющих на верхнюю часть земной коры) и включая различные стадии метаморфизма, вулканизма до собственно тектонических движений глубинного происхождения. Тем не менее общее сходство физического состояния среды, в которой возникают те и другие формы, позволяет говорить об определенном единстве основных черт механизма их образования.

Кратко остановимся на главнейших особенностях строения, состава и свойств земной коры и последовательности развития тектонических деформаций в ее недрах.

Главнейшая характерная особенность земной коры — свойственное ей неоднородно-сложное строение. Не касаясь здесь детального разделения самой верхней части земной коры, довольно хорошо изученной и расчлененной на целый ряд формаций, отличающихся по возрасту, составу и физическим свойствам слагающих их пород, остановимся на крупных планетарного порядка составных частях или слоях земной коры. Как известно, самый верхний "осадочный" слой земной коры состоит из пород осадочного комплекса, мощность его крайне непостоянна, максимальная до 10–15 км, но в некоторых участках

(на кристаллических щитах) его совсем нет. Второй гранитный слой земной коры имеет максимальную мощность до 35-40 км на континентах и обычно отсутствует в океанах. Третий "базальтовый" слой распространен непрерывно по всему земному шару, но с непостоянной мощностью, колеблющейся от 5-7 км в океанах до 35-40 км на материках. Трехслойное строение земной коры подтверждается всеми сейсмическими исследованиями и в настоящее время общепринято.

Однако трехслойное деление отражает лишь наиболее крупные зоны земной коры, в действительности же строение последней значительно сложнее, о чем свидетельствуют многочисленные геофизические данные. Как гранитный, так и базальтовый слои в различных регионах делятся в свою очередь на несколько самостоятельных слоев каждый, не имеющих, правда, выдержанного на значительные расстояния распространения.

Например, для южной Калифорнии Гутенберг (1932) определил, что земная кора состоит из четырех слоев; для каждого из них он вычислил упругие константы (табл.8).

Т а б л и ц а 8

Упругие константы слоев земной коры

Мощность слоя, км	Глубина, км	Скорость продольных сейсмических волн, км/сек	Скорость поперечных волн, км/сек	Коэффициент Пуассона	Примечание
0-14	14	5,55	3,23	0,24	
14-26	25	6,05	3,39	0,27	
26-30	30	6,83	3,66	0,30	
30-39	39	7,6	4,24	0,27	Слой повышенной пластичности
39	-	7,94	4,45	0,27	

Как видно из табл.8, базальтовый слой делится на два обособленных слоя, резко отличающихся по скорости продольных и поперечных волн, причем верхний из них, лежащий в интервале 26-30 км, отличается наиболее высокой пластичностью, о чем свидетельствует повышенный коэффициент Пуассона.

На Балтийском щите (в Карелии), по данным И.В.Литвиненко и К.А.Некрасовой (1962), базальтовый слой, имеющий общую мощность до 30-36 км, подразделяется на четыре слоя: I - около 5 км; 2 - около 5,5 км; 3 - около 10 км и 4 - около 11 км мощности. В юго-

восточной части Русской платформы, как указывает А.В.Егоркин (1962), гранитный слой мощностью 15,5 км и со скоростью продольных сейсмических волн 6,0 км/сек содержит в себе тонкий пласт, в котором скорость продольных волн равна 6,6 км/сек. Точно так же и базальтовый слой, имеющий общую мощность 18,5 км, а общую скорость продольных волн 7,0-7,1 км/сек включает тонкий пласт со скоростью 7,65 км/сек. По Западной Сибири С.Р.Пашутина (1962) приводит данные о наличии двух граничных поверхностей в гранитном слое и двух в базальтовом слое, что позволяет предполагать расчленение обоих планетарных слоев на два-три локальных слоя каждый.

Очень интересны данные В.Б.Соллогуба и др. (1966) по Украинскому щиту, показывающие, что в районе Мелитополя гранитный слой земной коры делится на два слоя, а базальтовый - на серию "пачек" до 6-7; большая часть из них не прослеживается в прилегающих районах.

М.С.Абакелия (1966) указывает, что в южнокаспийском разрезе выделяются четыре слоя земной коры, включая осадочный слой, обладающих различными мощностями и различными скоростями упругих волн. В кировобадском разрезе таких слоев шесть, а в боржомском и ткибульском разрезах снова четыре слоя.

Это далеко не полные данные, однако и они убедительно говорят в пользу неоднородно-слоистого строения земной коры и о наличии внутри двух основных оболочек - гранитной и базальтовой - еще целой серии обособленных слоев, отличающихся по физическим свойствам. Слои эти не выдержаны по простиранию, мощность их резко меняется, число слоев непостоянно. Все эти особенности убедительно доказывают неоднородность среды при общем слоистом характере земной коры.

К сожалению, пока еще нет полных данных, которые позволили бы проследить поведение каждого из слоев, - как изменяется их мощность, как части участки с повышенной мощностью и каковы их размеры в пространстве. Значительно больше данных по полной мощности гранитного и базальтового слоев, что позволяет анализировать характер изменчивости их мощности в различных разрезах. Для примера проследим изменчивость земной коры в нескольких разрезах по Украинскому щиту и Кавказу. Разрез земной коры по линии Черноморская впадина - Донецкая впадина, по В.Б.Соллогубу и др. (1966), дает наглядное представление о том, как изменяется мощность гра-

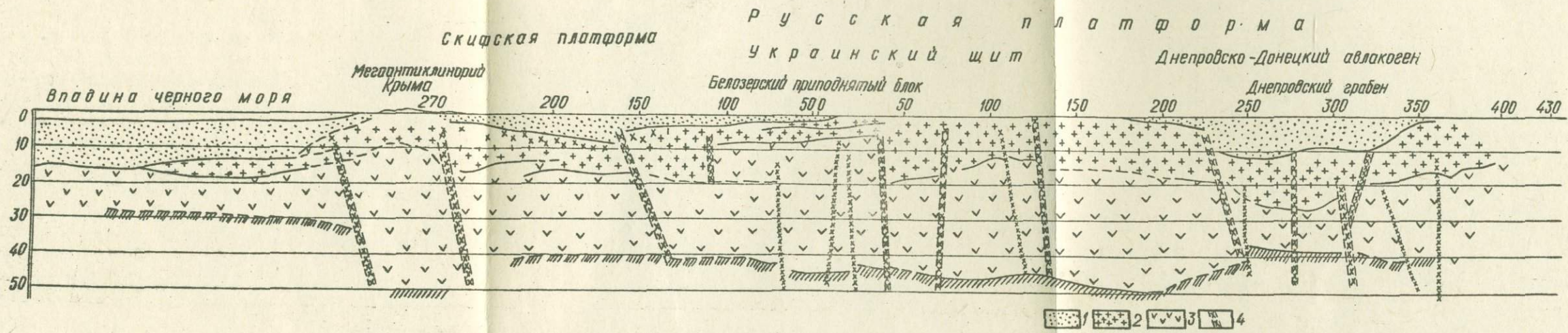


Рис.20. Сейсмогеологический разрез по линии Черное море-
Воронежский массив (по В.Соллогубу, 1966):
1 - осадочный слой, 2 - гранитный слой, 3 -
базальтовый слой, 4 - разломы.

нитного слоя земной коры. Прежде всего в пределах непосредственно северной части впадины Черного моря гранитный слой залегает в виде линзы, полностью выклинивающейся в сторону моря и значительно утончающейся вблизи Южного берега Крыма (рис.20). Длина этой линзы около 100 км, максимальная мощность - 6 км. Далее к северу по разрезу расположена вторая линза между Индоло-Кубанским передовым прогибом и Сивашской впадиной с максимальной мощностью до 15 км и минимальной - в пережимах - 8-10 км при длине линзы 110 км. Третья линза, расположенная между Сивашской впадиной и Мелитополем имеет сложное строение вследствие разрыва глубинными разломами; длина ее 120 км, мощность в пережимах 7-10 км, в раздувах - до 17 км. Четвертый линзообразный блок между Мелитополем и Запорожьем имеет длину 80-90 км, максимальную мощность до 17 км и минимальную в пережимах - 5-10 км. Наконец, пятое линзообразное тело, доходящее до Днепровско-Донецкой впадины, имеет длину 130 км, максимальную мощность гранитного слоя - 8-10 км. В пределах непосредственно ДДВ вырисовывается еще одна, шестая, линза длиной 80 км, максимальной мощностью 15 км и минимальной - 8 км. Таким образом, на протяжении около 800 км наблюдается серия последовательных утолщений и утончений гранитного слоя через каждые 100-120 км с колебаниями мощности от 5-8 до 17 км.

Примерно того же порядка линзовидные формы, образуемые гранитным слоем в районе Кавказа, приводятся в работе Н.И. Давидовой и др. (1966). Здесь гранитный слой на протяжении от Каспийского моря до Кировобода представлен двумя линзами длиной около 100 км с максимальной мощностью около 12 км. Более резкое изменение мощности, характеризующее линзу с резкими искривленными торцами, наблюдается в разрезе Садон - р. Кура. Здесь мощность в пережимах 8 км, в раздуве - 32 км, длина будины около 50 км.

Почти так же изменяется мощность и базальтового слоя. Чередование повышенной и уменьшенной мощности базальтового и гранитного слоев иногда совпадает, но нередко каждый слой ведет себя самостоятельно: утолщению гранитного слоя соответствует пережим базальтового и наоборот. Проследим изменение мощности базальтового слоя в приводимом выше (рис.20) разрезе Черного моря - Донбасса, по В.Б. Соллогубу (1966). В акватории Черного моря мощность базальтового слоя минимальна - около 10 км. В районе Горного Крыма она значительно увеличивается и достигает 40 км. Затем, начиная от Сивашской впадины, мощность постепенно сокращается и в ра-

йоне Мелитополя доходит до 20 км. Далее, в Белозерском районе, — резкое увеличение базальтового слоя до 35–38 км. Севернее Белозерского блока мощность опять уменьшается до 25 км. От широты Запорожья мощность растёт (33–35 км) и сохраняется такой до широты Днепропетровска, затем начинает уменьшаться и сокращается в ДДВ до 10–11 км. Расстояния между минимальными значениями мощности здесь около 200–240 км и лишь Белозерский блок имеет длину около 100 км.

В разрезе по Закавказской межгорной зоне (Давыдова и др., 1966) базальтовый слой имеет также значительные колебания мощности от 15 до 36 км, причем расстояния между пережимами колеблются от 120 до 300 км. По другим районам (Балтийский щит, Сибирь, Средняя Азия и т.д.) характер изменения мощности базальтового слоя остается примерно таким же. Повсюду наблюдаются постепенные переходы от больших мощностей к малым, минимальным, разница между которыми от 40–50 до 300–400%. Соотношение длины блоков с их максимальной мощностью колеблется от 1:5 до 1:20.

Что касается изменчивости общей мощности гранитного и базальтового слоя земной коры, то ее пульсация также отчетливо может быть прослежена по некоторым профилям. Так, например, на субширотном профиле вдоль Закавказской межгорной зоны от Каспийского до Черного моря на протяжении свыше 700 км мощность земной коры (без осадочного слоя) пульсирует через 160–280 км, образуя цепь раздувов и угонений. Максимальная мощность коры в зонах пережимов 15–20 км, максимальная — в зонах раздувов — до 40–49 км. В разрезе Черное море — Днепровско-Донецкая впадина (В.Б.Соллогуб и др., 1966) максимальная мощность коры в пределах Украинского щита около 50 км, в Днепровско-Донецкой впадине она уменьшается до 28 км, а в противоположную сторону — в Черноморской впадине — до 12–15 км. Длина профиля около 700 км. В нем есть менее крупные формы пульсации мощности, но они сравнительно слабо выражены и недостаточно точно улавливаются при геофизических наблюдениях. В разрезе Берегово-Днепровско-Донецкая впадина (В.Б.Соллогуб) также намечается пульсация земной коры с расстоянием между крайними точками минимальной мощности 850 км. Меньшее расстояние между участками пониженной мощности /350 км/ установлено в профиле Охотское море — Куральские острова — Тихий океан — (рис.21) (Хаин, 1963). Наиболее крупные зоны пульсации мощности (до 1300–1450 км) соответствуют профилю Сан-Франциско-Колорадо (по Магницкому, 1965).

Интересно, что все эти вариации длины волн между двумя соседними пережимами, по-видимому, имеют определенные закономерности и связаны с вертикальными поднятиями и опусканиями земной коры. В.А.Магницкий (1965), желая выяснить, существует ли какая-либо упорядоченность в распределении вертикальных движений в пространстве, снял ряд профилей с карты современных поднятий и опусканий

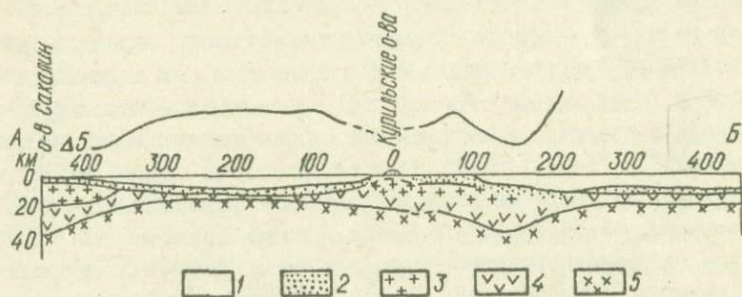


Рис.21. Профиль земной коры в районе Охотского моря и Курильских островов (по Косминской и др.): 1 - вода, 2 - осадочные породы, 3 - "гранитный" слой, 4 - "базальтовый" слой, 5 - субстрат (мантия).

земной коры Европейской части СССР. Данные о смещениях по этим и некоторым другим профилям на территории СССР были разложены в ряд Фурье. Результаты приводятся в табл.9.

Т а б л и ц а 9

Упорядоченность распределения вертикальных движений земной коры (по В.А.Магницкому)

Длина профиля, км	Длина волны, км								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1180	-	670	-	290	220	160	-	-	-
1320	-	670	-	290	-	160	140	126	107
880	-	670	-	290	180	-	-	126	107
1040	-	-	500	290	220	-	-	-	107
1160	-	670	400	290	-	-	140	-	-
1480	-	-	500	290	210	-	-	196	107
2880	1150	-	440	260	-	170	-	-	-
1926	1280	770	-	280	290	170	-	124	-

Эти данные позволяют говорить о закономерной сущности волн, о наличии целой серии волн с различной длиной, одни из них встречаются чаще (700, 290 км), другие - реже (1200, 400, 500, 220, 160,

126, 107). Нетрудно видеть, что того же порядка пульсации мощности земной коры в целом и отдельно гранитного и базальтового слоев.

Резюмируя все изложенные о пульсации мощности гранитного и базальтового слоев земной коры, следует отметить, что одной из характерных черт земной коры является ее неоднородно-слоистое строение. Наблюдается повсеместная, довольно значительная по абсолютной величине изменчивость мощности, имеющая определенные пространственные закономерности и проявляющаяся как отдельно в "гранитном" и "базальтовом" слоях, так и в целом в земной коре, когда эта двойная оболочка выступает как единое целое. Кроме того, и "гранитный" и "базальтовый" слои неоднородны; каждый из них состоит в свою очередь из нескольких (2-7) прерывистых, весьма невидержанных, часто выклинивающихся и вновь появляющихся слоев. Подобного рода неоднородно-слоистое строение весьма благоприятно для возникновения линзообразных блоковых структур типа будинаж под давлением дифференциальных тектонических движений. Источник этих движений, по-видимому, — вертикальные поднятия подкорового пластичного слоя, которые вызывают горизонтальное течение слоистых масс и растяжение земной коры в виде периодических утонений, уменьшений ее мощности, а местами и полного выклинивания гранитного слоя. Нужно подчеркнуть, что эти формы тектонических деформаций резко отличаются от так называемых глубинных разломов. Возможно, что в ряде случаев они совпадают, но это скорее наложение друг на друга разновременных и разнотипных деформаций, а не сингенетическое развитие родственных структур. Главнейшие отличительные черты этих структур таковы.

1. Проявление только в неоднородно-слоистых средах и при дифференциальных движениях, направленных параллельно слоям, пластам земной коры.

2. Проявление деформации только в одном более жестком слое и ее затухание при переходе в соседний более пластичный слой.

3. Преобладание деформаций с сохранением сплошности слоя в виде зон уменьшенной мощности, а для базальтового слоя почти исключительно деформаций пластического характера, указывающих на то, что деформируемый относительно более жесткий пласт обладает тем не менее высокой пластичностью, точно так же, как, например, будинируемые пласты в условиях ультраметаморфизма.

4. Формирование в конечном итоге четковидных будиноподобных

форм в деформированном слое и обтекание, обволакивание их подстилающим более пластичным слоем.

5. Закономерные, кратные отношения длины линзовидных тел как в целом земной коры, так и в отдельности гранитного и базальтового слоев. Размеры этих тел следующие (в км): 50, 100-120, 160-180, 250-280, 350-400, 600-850, 1200-1450. Эти величины близки к размерам участков и форм дислокации в гранитном и базальтовом слоях; общие деформации обоих слоев земной коры характерны также несовпадением размеров и форм с тем и другим слоем в отдельности.

Таковы общие особенности деформации в неоднородно-слоистых средах при дифференциальном распределении тектонических напряжений.

Есть основания предполагать, что с этим типом деформации гранитного и базальтового слоев и в целом земной коры связаны очаги сейсмичности, локализующиеся в пределах глубин, не превышающих мощности этих планетарных слоев. Как известно, глубина большинства очагов землетрясений менее 50 км, т.е. обычно не выходит за пределы мощности земной коры. Таким образом, деформации растяжения и скалывания жестких слоев земной коры в результате течения более пластичных слоев, по-видимому, имеют большое значение для сейсмических явлений. В известной степени это предположение можно распространить и на магматические очаги, питающие многие современные вулканы. Очевидно, они нередко связаны с областями развития глубинных тектонических деформаций растяжения относительно более жестких оболочек земной коры. Вопрос этот совершенно не изучен, несмотря на то что он представляется крайне интересным и важным. Причем нужно добавить, что значительная глубина многих очагов землетрясений (до 400-700 км), как и магматических очагов, говорит не об ином типе деформаций, а, по-видимому, лишь подтверждает неоднородно-слоистое строение верхней мантии (аналогично земной коре), устанавливаемое геофизическими данными (слой Гутенберга, слой Голицыны и т.д.).

Общность формирования структур в неоднородно-слоистых средах в известной мере подтверждается единными закономерностями соотношений длины этих форм и мощности деформируемого слоя. На логарифмическом графике (рис.22) изображены эти соотношения для структур различных порядков, размеры которых колеблются в широких пределах, начиная от миллиметра и кончая тысячами километров. На рис.21 нанесены данные по мелкому будинажу в железистых роговиках,

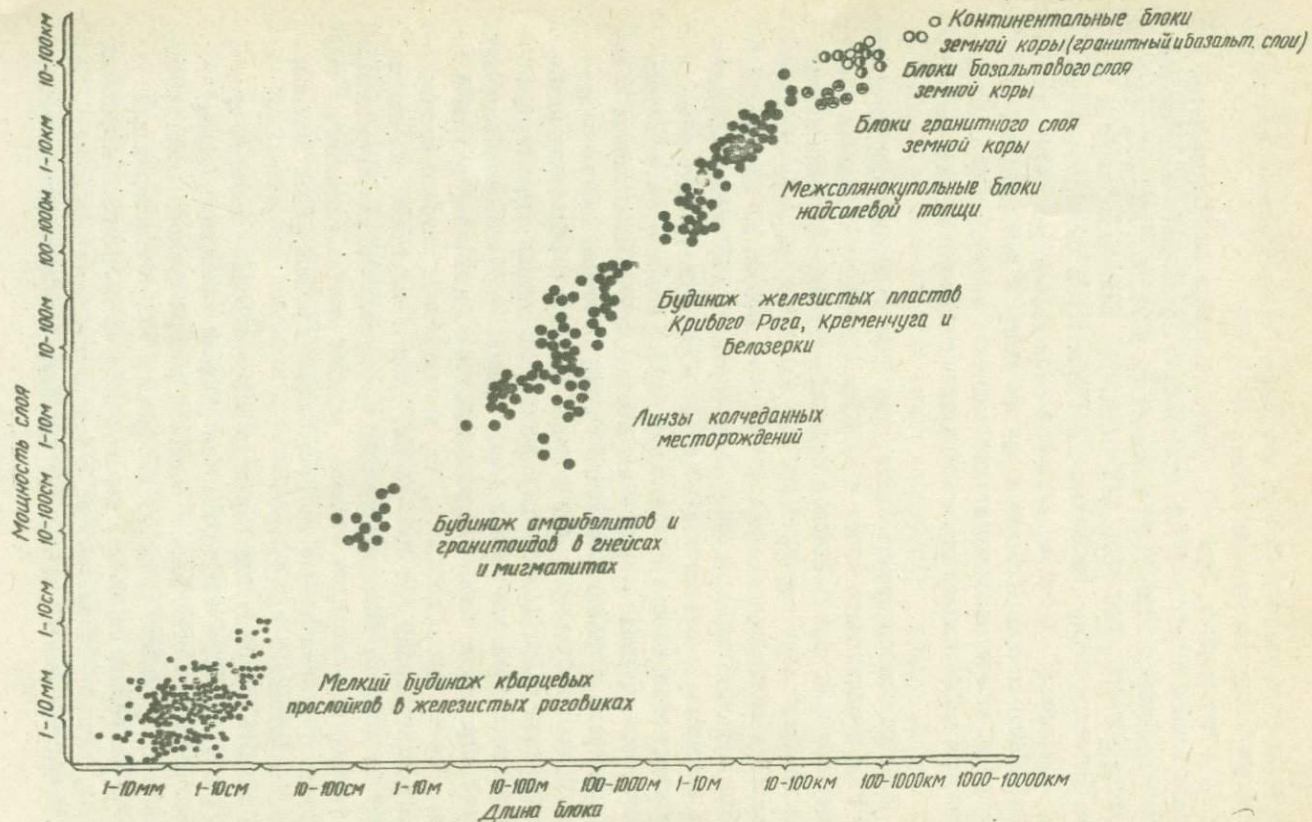


Рис. 22. График зависимости между длиной и мощностью блоков деформированного слоя в различных геологических средах.

будинажу амфиболитов в гнейсах Побужья, линз колчеданных месторождений, крупному будинажу железистых пластов Кривого Рога, Кременчуга и Белозерского месторождения, межсолянокупольным блокам надсолевых пород, линзовидным раздувам гранитного и базальтового слоев земной коры и суммарным (гранитный + базальтовый слой) раздувам земной коры. Все эти формы, несмотря на различия в размерах, типах пород и условиях образования, имеют единую закономерность в соотношении длины линз и мощности деформируемого слоя. Намечающаяся закономерность дает основание предполагать единую основу механизма образования всех перечисленных довольно разнообразных структур.

По-видимому, деформация здесь имеет волнообразный характер, причем полученные данные говорят о том, что длина волны находится в прямой зависимости от мощности деформируемого слоя. О волновом характере тектонических деформаций писал Л.М. Плотников и А.И. Петров (1965), рассматривая вопрос о закономерностях деформаций в геологических телах. Исходя из того что удары по твердым телам вызывают распространение в этих телах упругих волн деформаций, авторы предполагают, что если деформирующие нагрузки действуют не равномерно, а импульсами, то появляется возможность генерирования этими нагрузками волновых движений частиц деформируемых тел. Необходимым условием всякой деформации является наличие упора, противодействующего деформирующей силе. Интерференция прямых и отраженных волн деформации приводит к возникновению стоячих волн, т.е. к расчленению однородного волнового поля деформации на стабильные зоны интерференционного усиления и ослабления волн деформации. Теоретические взгляды Л.И. Плотникова и А.И. Петрова довольно хорошо объясняют закономерности деформации в неоднородно-слоистых геологических средах.

Из всего изложенного можно заключить, что изучение проблемы глубинных тектонических деформаций планетарного масштаба (несмотря на недостаточный фактический материал) весьма важно, так как позволяет установить определенные закономерности образования, распределения и морфологии деформированных блоков различных планетарных оболочек Земли, а также выяснить связь очагов землетрясений и магматических очагов с этими деформациями. Дальнейшее расширение и детализация систематических сейсмических исследований дает возможность получить обильный фактический материал, на базе которого резко возрастут возможности всестороннего изучения глубинных тектонических движений и вызываемых ими деформаций.

Таким образом, анализ характерных черт структур будинаж, со-
ляных диапиров, купольных инфраструктур и планетарных деформаций
оболочек земной коры дает основание сделать вывод, что хотя эти
структуры несомненно различных типов, образуются в совершенно
различных условиях и при различной обстановке, отличаются массой
специфических особенностей, но наряду с этим им свойственны об-
щие черты.

1. Они развиваются исключительно в слоистых, физически не-
однородных толщах, в которых чередуются жесткие и пластичные
слои.

2. Они возникают в результате дифференциального распределе-
ния напряжений внутри толщ и характеризуются закономерным чередо-
ванием максимальных и минимальных значений сил деформаций.

3. Деформация проявляется лишь в более жестких слоях дефор-
мируемых толщ и не распространяется на соседние более пластичные
слои.

4. Они обладают общим морфокинематическим сходством: более
жесткие слои деформируются с разделением на блоки или с образова-
нием соединенных шейками линз, а соседние пластичные слои обте-
кают блоки и линзы, заполняя и разрывы между блоками.

5. Для них характерны закономерные соотношения параметров
блоков или линз, не зависящие от абсолютных размеров последних
(длины, мощности), а определяемые лишь степенью общей пластично-
сти толщ.

Таковы общие закономерности распределения давлений и меха-
нических напряжений в земной коре, которые имеют огромное значе-
ние для познания последовательности и особенностей ее геологиче-
ского развития.

СТРУКТУРЫ МЕЗОБУДИНАЖ КАК ЗОНЫ КОНСЕРВАЦИИ ОСТАТОЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Многие задачи тектонофизики и механики горных пород требуют
для своего решения данных о напряженном состоянии массива горных
пород. Однако до настоящего времени вопрос о напряженном состоя-
нии массива, вследствие чрезвычайной сложности его определения,
остается слабо изученным и базируется на теориях, нуждающихся в
экспериментальном обосновании. В связи с этим представляют интерес

исследования напряжений непосредственно в массиве горных пород, получившие в последнее время широкое развитие для решения вопросов проблемы управления горным давлением.

Известен целый ряд методов измерения напряжений; наибольшее распространение получил метод разгрузки, впервые примененный в Советском Союзе для измерений на обнаженной поверхности массива (Кузнецов, Слободов, 1950). Позднее метод был усовершенствован и доведен до практического применения при изучении напряженного состояния в глубине массива с помощью скважин. В этом виде он и был применен для замеров напряжений в массиве пород Кривого Рога^ж.

Метод основывается на использовании способности большинства горных пород к упругому восстановлению формы при отделении блока, куска породы от окружающего массива. Техника измерений такова. На забой горизонтальной буровой скважины, после тщательной его зачистки и шлифовки, специальным досылочным и прижимным устройством наклеивается розетка из проволочных (омических) датчиков. Провода от датчиков, пропущенные через буровые штанги и станок, подключаются к измерительной станции. Последующим бурением кольцевой коронкой получают керн, который вместе с розеткой по мере бурения разгружается от ранее существовавших в нем напряжений. Полная разгрузка наступает после бурения на расстояние, равное половине диаметра скважины. В измерениях, ввиду неопределенности направления главных напряжений, применяли розетки из трех омических датчиков, из которых один был расположен вертикально, второй горизонтально и третий под углом 45° к первым двум. База датчиков равнялась 20 мм. Скважины бурились диаметром 110 мм.

По результатам измерения деформаций упругого восстановления определялись величины и направления главных нормальных напряжений, используя следующие формулы теории упругости:

$$\sigma_{1,2} = \frac{E}{2} \left[\frac{\epsilon' + \epsilon''}{1 - \mu} \pm \frac{1}{1 + \mu} \sqrt{(\epsilon' - \epsilon'')^2 + (2\epsilon'' - \epsilon' - \epsilon''')^2} \right], \quad (1)$$

$$\operatorname{tg} 2\theta = \frac{2\epsilon'' - (\epsilon' + \epsilon''')}{\epsilon' - \epsilon''}, \quad (2)$$

^жРаботы по измерению напряжений были организованы и выполнены группой сотрудников НИГРИ под руководством доктора технических наук И. Д. Ривкина; автор проводил геологическое изучение результатов эксперимента.

где E - модуль упругости горных пород при разгрузке; μ - коэффициент Пуассона этих пород; ε' - относительные деформации упругого восстановления по горизонтальному датчику (ось x); ε'' - относительные деформации по датчику, расположенному под углом 45° ; ε''' - относительные деформации по вертикальному датчику (ось y); θ - угол между горизонтальной осью x и главным нормальным напряжением σ_1 , угол открывается по оси x против часовой стрелки, если $\operatorname{tg} 2\theta$ с плюсом, и по часовой стрелке, если $\operatorname{tg} 2\theta$ с минусом.

Горизонтальные и вертикальные составляющие напряжений определялись из следующих формул:

$$\sigma_y = \frac{E(\varepsilon''' + \mu\varepsilon')}{1 - \mu^2} \quad - \text{вертикальная составляющая, (3)}$$

$$\sigma_x = \frac{E(\varepsilon' + \mu\varepsilon''')}{1 - \mu^2} \quad - \text{горизонтальная составляющая. (4)}$$

Измерения напряженного состояния массива проводились в подземных выработках шахты "Коммунар" рудника им. Дзержинского и наклонных шахтных стволах рудника им. Кирова (Криворожский бассейн).

На шахте "Коммунар" работы проводились в лежачем боку месторождения на горизонте 220 м (300 м от поверхности). Пять скважин (№1 - №5) пробурены в кваршлагае 9I и одна - скв. №6 - в кваршлагае 86. В наклонных шахтных стволах рудника им. Кирова на гор. 550 м пробурены две скважины - №7 и 8. Расположение скважин видно из прилагаемых структурно-геологических погоризонтных планов (рис. 23 и 24).

Толща пород, в которых проводились замеры напряженного состояния по шахте "Коммунар", представлена кварцево-серицитовыми и кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами с прослойками безрудного роговика, относящимися к 4-му сланцевому горизонту средней свиты криворожской серии. На руднике им. Кирова скважины №7 и 8 пробурены в плагиоклазовых саксаганских гранитах и их мигматитах.

Результаты проведенных исследований оказались неожиданными. По существующим представлениям предполагалось, что на глубине 300-500 м от поверхности основную роль будет играть гидростатическое давление, а следовательно, в основном будут фиксироваться напряжения сжатия, направленные сверху вниз. Оказалось, что в действительности в массиве кристаллических пород на этих глубинах наблюдаются самые различные направления сжимающих усилий: горизонтальные,

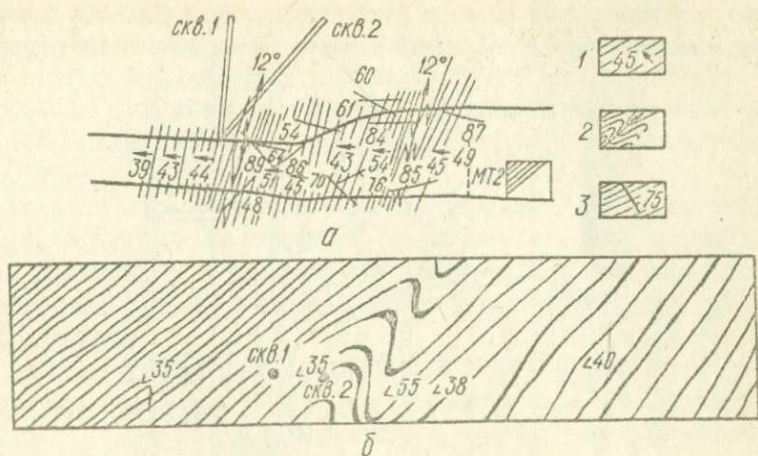


Рис. 23. Структурный план и зарисовка северной стенки квершлага 91, гор. 220 м, шахта "Коммунар" (Кривой Рог):
 1 - элементы залегания слоистости, 2 - элементы складок, 3 - трещины.

наклонные, значительно реже - вертикальные; кроме того, часто встречаются растяжения как по одной, так и по двум осям.

Подобные необъяснимые с точки зрения теории горного давления результаты исследований заставили провести тщательные геологические исследования керна и тех участков, где проводились экспериментальные работы по замерам напряженного состояния массива. В результате этого изучения удалось установить, что кажущаяся беспорядочность распределения напряжений в массиве вполне закономерна и обусловлена остаточными тектоническими упругими напряжениями, сохранившимися, возможно, со времени проявления в этом регионе этапа складчатости в докембрии. Оказалось, что полученные при замерах данные о распределении осей напряжения в массиве в основном соответствуют расположению в пространстве мезо- и микроструктурных форм и мелких структур докембрийской фазы тектогенеза (мезоструктурные формы при мощности слоев от 1 мм до 1 м, микроструктурные - менее 1 мм.)

Приведем ряд примеров, характеризующих роль мезоструктур в ориентировке осей максимальных упругих напряжений.

Наибольший интерес представляют результаты исследований по скв. № 1 и 2; пересекшим деформированные породы с мелкой складча-

тостью и различными мезо- и микроструктурными формами, которые обусловили пестроту показаний замеров напряженного состояния

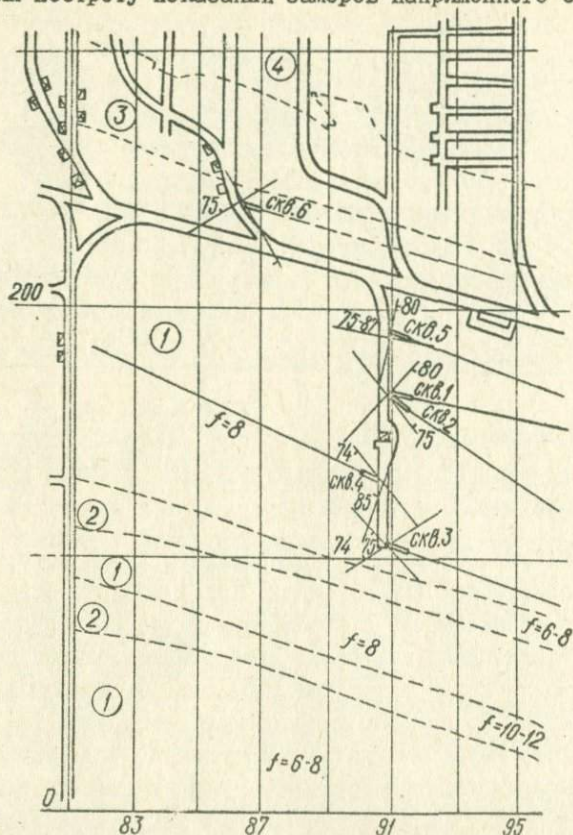


Рис.24. План размещения экспериментальных скважин.

массива. Следует отметить, что скв. № I - 4, как показали результаты исследований, находились вне зоны влияния горных работ.

Сква. № I и 2 пробурены в северо-восточной стенке квершлага № 9I с одной точки в направлении, близком к простиранию пород. Азимут скв. № I - 21° , скв. № 2 - 44° , расстояние между ними на стенке выработки 0,75 м. Скважины пересекли серые тонкорассланцованные, мелкозернистые, плотные графитито-кварцево-серицитовые сланцы, содержащие прослойки безрудного роговика. Мощность роговиковых прослоек от 0,5 мм до 10-20 мм, редко до 30-40 мм. Благодаря наличию в них тончайших прослоек сланца через 3-5 мм ро-

Говиковые прослойки имеют отчетливую слоистость. Слагающие основную массу пород сланцевые слои мощностью до 100–150 мм также сложные и состоят из прослоек трех видов: графитито-серицитовых мощностью от 1–2 до 5 мм; графитито-серицито-кварцевых, более плотных, той же мощности; существенно-кварцевых, обычно весьма тонких (0,1–0,2 мм).

Геологическая структура участка, на котором пробурены скв. № 1 и 2, изображена на структурно-геологическом плане и зарисовке стенки выработки (так как скважины пробурены в стенке выработки на расстоянии 0,75 м от подошвы, план составлен на уровне расположения скважин).

Из структурного плана, зарисовки стенки и торцов керна (рис. 23, 25) можно видеть, что участок характеризуется моноклинальным залеганием пород, местами осложненным мелкими складками, трещиноватостью и различными микроструктурными формами (будинаж, микро-разрезы со смещением прослоек, кливаж и т.п.). Основные элементы залегания слоистости следующие: азимут падения $290-310^{\circ}$, угол падения от 30 до 55° . Азимут погружения шарниров мелких складок $20-25^{\circ}$, угол погружения $14-18^{\circ}$. Азимут простираения микро-разрывов со смещениями равен $350-355^{\circ}$; их простираение совпадает с вытянутостью межбудинных участков.

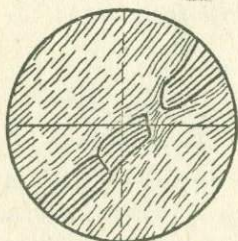


Рис. 25. Зарисовка торца керна с межбудинным пережимом.

Скв. № 1 пересекла моноклинально залегающую толщу сланцев с указанными выше элементами залегания. Более сложная структура встречена скв. № 2, которая забурена непосредственно в ядре небольшой антиклинальной складки. Скважина диагонально пересекает эту складку, затем переходит в сопряженную с ней синклиналь, ядро которой встречено скважиной на расстоянии 2,5 м от устья. На 6,5 м скважина вышла из складки и до 9,5 м прошла по моноклинально залегающей толще сланцев. Трещиноватость по квершлагу в районе скв. № 1 и 2 развита не особенно интенсивно, густота трещин 20–30 см, реже до 10 см.

Зафиксированы такие системы трещин.

Аз. падения	240° ,	угол падения	80°
"	"	"	"
"	150° ,	"	75°
"	"	"	"
"	196° ,	"	$54-87^{\circ}$, средний 75°
"	"	"	"
Аз. падения	352° ,	угол падения	85° .

Первые две системы, по-видимому, сопряжены, хотя нужно отметить, что сопряженность устанавливается с большим трудом и полной уверенности в правильности определения обычно нет; лишь выявляющиеся закономерности ориентировки осей напряжения служат подтверждением, что установленная сопряженность соответствует истине.

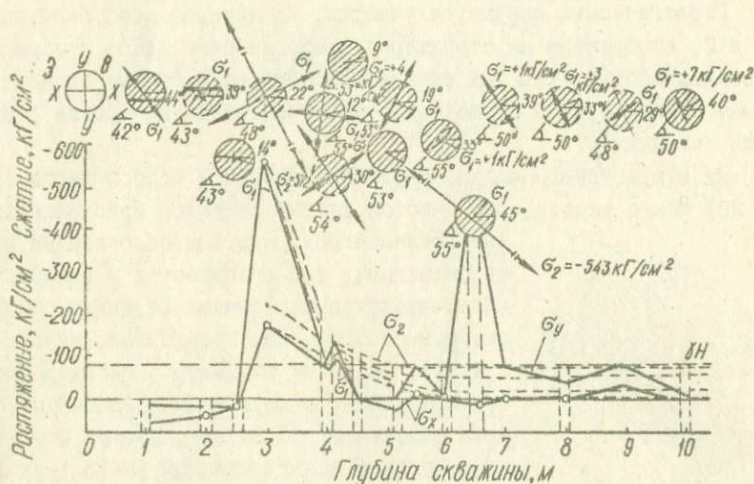


Рис. 26. График изменчивости упругих напряжений по экспериментальной скв. № 1.

Скв. № 3 пробурена в более однородной сланцевой толще почти в направлении простираения пород; прослойки роговиков скважиной не встречены.

Результаты измерения напряжений в скв. № 1-3 приведены в табл. 10-12 и показаны на рис. 26-28. Полученные значения главных нормальных напряжений и их направления изображены векторами, совмещенными с зарисовками торца керна скважин в пункте измерения. Изменения главных нормальных напряжений, а также вертикальных (σ_y) и горизонтальных (σ_x) составляющих по длине скважин показаны кривыми. Разрывы в кривых соответствуют точкам с резкими отклонениями величины и знака напряжений, обусловленными влиянием мезо- и микротектоники.

Замеры напряжений по скв. № 1-2 показали довольно резкую изменчивость величины, знака и направления главных нормальных напряжений, большей частью необъяснимых с позиций теории горного дав-

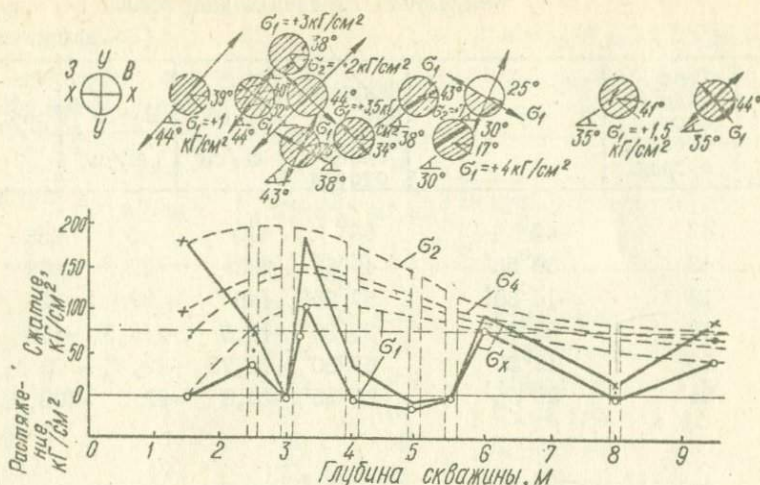


Рис.27. График изменчивости упругих напряжений по скв.№ 2.

ления. Детальное изучение керна, предпринятое с целью выяснения причин изменчивости и своеобразного распределения напряжений в различных точках замеров, позволило установить, что в распределении и ориентировке напряжений в массиве большую роль играют мезоструктурные формы тектонических деформаций.

Чем сложнее структура участка и разнообразнее составляющие ее структурные формы, тем больше и разнообразнее изменчивость абсолютных значений и ориентировки тектонических напряжений. Поскольку замеры напряжений производятся на весьма малых площадках пород, в соответствии с величиной датчиков, мезо-и микроструктурные формы становятся в этих случаях определяющими, тогда как в более крупных структурных формах тектонические напряжения в значительной степени гасятся и исчезают при образовании трещиноватости. Роль локальных, мелких изменений напряженного состояния в общей напряженности поля может быть и невелика вследствие того, что каждое из множества микрополей напряжения ничтожно по своим размерам, что разнообразность в знаке и ориентировке частных напряжений приводит в конечном счете к взаимному их уничтожению и что они (частные напряжения) могут сохраняться лишь в мелких блоках, ограниченных системами трещин такой густоты, что линейные размеры блоков большей частью не превышают первых десятков сантиметров. Однако, если трещиноватость

Результаты измерения напряжений в скв.
(Коэффициент

Глубина измерения, м	Угол падения слоистости, в град.	$\angle \theta$	Направление θ , и ε , к слоистости	$E_1 \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	$E_2 \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	σ_1 , кг/см ²
1,0	42	-44 ⁰	86 ⁰	410	5	+56
2,0	43	38 ⁰ 55'	4 ⁰ 05'	283	22	+39
2,5	43	-14 ⁰ 30'	57 ⁰ 30'	148	97	+23
3,0	48	22 ⁰ 30'	25 ⁰ 30'	-15,5	-149,5	-170
4,0	55	-12 ⁰ 30'	57 ⁰ 30'	-14,75	-22,75	-73
4,2	54	29 ⁰ 35'	24 ⁰ 25'	-20,8	-32,2	-103,0
4,5	53	-9 ⁰ 12'	62 ⁰ 12'	33,5	-6,0	+4
5,2	53	-34 ⁰ 15'	87 ⁰ 15'	208,5	8,0	+28
5,5	53	18 ⁰ 35'	71 ⁰ 35'	0,25	-20,75	-15
5,5						
6,0	55	-33 ⁰ 28'	88 ⁰ 28'	6,6	-28	+1
6,5	55	44 ⁰ 58'	11 ⁰ 02'	131,5	-171,05	+13
7,0	50	38 ⁰ 45'	11 ⁰ 15'	6,25	-21,25	+1
8,0	50	33 ⁰	17 ⁰	24	-15	+3
9,0	48	28 ⁰ 38'	19 ⁰ 22'	-3,5	-20,5	-28
10,0	50	40 ⁰ 25'	9 ⁰ 35'	3,0	-5,5	0

Т а б л и ц а 10

№ I (квершлаг оси 9I, гор. 220 м, шахта "Коммунар-Победа")
Пуассона $\mu = 0,2$)

$\sigma_z,$ кг/см ²	$\tau_{\text{макс}},$ кг/см ²	$\sigma_x,$ кг/см ²	$\sigma_y,$ кг/см ²	П р и м е ч а н и е
				Модуль упругости $\cdot 10^5,$ кг/см ²
+12	22	+35	+33	E (раст)=0,13
+11	14	+26	+24	E (раст)=0,13
+17	3	+22	+18	E (раст)=0,13
-572	201	-230	-512	E (сж) =3,61
-96	7	-74	-95	E (сж) =3,61
-137	17	112	-128	E (сж) =3,61 E (раст)=0,12
0	2	+4	0	E (сж) =3,61
+6,0	12,0	+22	+12	E (раст)=0,13
-77	31	-22	-70	E (сж) =3,61 E (раст)=0,13
- 6	3,5	-1	- 5	E (сж) =3,61
-543	278	-265	-265	E (сж) =3,61 E (раст)=0,13
-75	38	-29	-45	E (сж) =3,61 E (раст)=0,13
-38	20,5	- 9	-26	E (сж) =3,61
-81	37	-41	-68	E (сж) =3,61 E (раст)=0,13
-16	8	- 7	- 9	E (сж) =3,61

Результаты измерения напряжений в скв. №2
(Коэффициент

Глубина измерения, м	Угол падения слоистости, в град.	$\angle \theta$	Направление σ_1 и ε_1 к слоистости	$E_1 \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	$E_2 \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	σ_{11} , кг/см ²	σ_{22} , кг/см ²
1,5	44	-39°	83°	18,5	-53,5	+1	-186
2,5	44	-32°10'	76°10'	-6,75	-21,75	-42,0	-370
3,0	40	38°10'	1°50'	20,0	10,0	+3	+2
3,2	43	25°45'	68°45'	-15°25'	-26,25	-77	-110
3,3	43	43°48'	86°48'	-19,0	-49,0	-108	-200
4,0	38	34°	4°	29,0	-16	+3,5	-38,5
5,0	38	42°50'	4°50'	100,25	21,75	+14,0	+6,0
5,5	30	-17°25'	47°25'	30,25	10,25	+4	+2
6,0	30	-24°42'	54°42'	-16,25	-22,75	-78	-98
8,0	35	-41°20'	76°20'	12,6	-7,1	+1,5	+17,5
9,5	35	-43°35'	78°35'	-8,0	-23,5	-48	-9,5

развита слабо, блоки пород, ограниченных трещинами разных систем, могут быть довольно крупными. В этих случаях локальные тектонические напряжения могут быть более значительными и должны учитываться при оценке горного давления.

По результатам отдельных замеров представляется возможность определить абсолютные размеры зоны влияния мезоструктур будиная. Примером в этом отношении могут послужить замеры по скв. № 2. В интервале 5 м в правой нижней части торца керна находится будинированный кварцевый прослоек с ясно выраженным пережимом посередине. По всем предыдущим замерам в подобных случаях фиксируется растяже-

Т а б л и ц а 11

(квершлаг оси 91, гор. 220 м, шахта "Коммунар-Победа")
Пуассона $\mu=0,2$)

τ'_{\max} , кг/см ²	σ'_x , кг/см ²	σ'_y , кг/см ²	П р и м е ч а н и е
			Модуль упругости $\cdot 10^5$, кг/см ²
93,5	-73	102	$E(\text{раст})=0,13$ (для σ'_1) $E(\text{сж})=3,61$ (для σ'_2)
22,5	-55	-74	$E(\text{сж})=3,61$
0,5	+3	+2	$E(\text{раст})=0,13$
16,5	-83	-104 °	$E(\text{сж})=3,61$
46	-152	-156	$E(\text{сж})=3,61$
21	-12,5	-22,5	$E(\text{сж})=3,61$ (для σ'_2) $E(\text{раст})=0,13$ (для σ'_1)
+4	+10	+10	$E(\text{раст})=0,13$
1	+4	+2	$E(\text{раст})=0,13$
10	-82	-94	$E(\text{сж})=3,61$
			$E(\text{сж})=0,13$ (для σ'_2)
9,5	-5,0	-11,0	$E(\text{раст})=0,13$ (для σ'_1)
23,5	-70	73	$E(\text{сж})=3,61$

ние параллельно слоистости. Однако здесь замеры показывают общее сжатие, а ось σ'_y даже перпендикулярна слоистости. При рассмотрении положения датчиков на торце керна установлено, что нижний конец вертикального датчика находился в сланце на расстоянии 2 см от кварцевого прослойка. Отсюда можно сделать вывод, что граница локального поля напряжений, вызванного растяжением хрупкого прослойка, заходит в прилегающий пластичный слой менее чем на 2 см. Ряд других замеров подтверждает, что сфера влияния локальных изменений распределения напряжений вокруг каких-либо микроструктурных форм вкрест простиранья слоистости измеряется всего лишь несколькими

Результаты измерений напряжений в скв. № 3
(Коэффициент

Глубина измерения, м	Угол падения слоистости, в град.	$\angle \theta$	Направление σ_1 (ε_1) к слоистости	$E_1 \cdot 10^{-5}$ кг/см ²	$E_2 \cdot 10^{-5}$ кг/см ²	σ_1 , кг/см ²
0,5	48	-13°48'	61°48'	-24,9	-40,7	-124
1,5	48	42°30'	6°30'	-43,5	-80,75	-224
2,5	48	-31°35'	79°35'	-23,0	-73,0	-142
3,5	48	-10°48'	58°48'	-17,12	-49,12	-102
4,5	48	19°40'	28°20'	-2,45	-23,55	-26,0
5,5	48	38°48'	9°12'	+44	-35	+7
6,5	48	27°40'	20°20'	+32	-22	4

сантиметрами. По слоистости сфера влияния напряжений больше диаметра зерна (последний равен 7-9 см), поэтому определить ее размеры пока не представилось возможным.

С целью выяснения общей объемной напряженности изучаемого участка проведено определение ориентировки главных нормальных напряжений по трещиноватости с помощью графического метода, предложенного М.В.Гзовским (1960, 1963).

Изучение трещиноватости проводилось в местах бурения всех экспериментальных скважин. За сопряженные системы трещин приняты по две системы хорошо развитых трещин скалывания, пересекающихся под углом, близким к прямому. Нужно заметить, что вполне достоверных признаков сопряженности трещин большей частью не удалось обнаружить, по-видимому, потому, что высокие пластические свойства сланцев (в которых пробурено большинство скважин) маскируют характерные признаки сопряженности. Исключения составляют трещины участка скв. № 7 и 8, пробуренных по плагиоклазовым гранитам и мигматитам; здесь наличие подвижек по сопряженным трещинам фиксируется штриховкой и милонитизацией. Однако правильность установления сопряженных трещин по шахте "Коммунар" подтверждается следующими

(квершлаг оси 91, гор. 220 м, шахта "Коммунар-Победа")
Пуассона $\mu=0,2$)

$\sigma_2,$ кг/см ²	$\tau_{\text{макс}},$ кг/см ²	$\sigma_x,$ кг/см ²	$\sigma_y,$ кг/см ²	Примечание
				Модуль упру- гости $\cdot 10^5,$ кг/см ²
- 172	24	- 127	-169	E (сж) = 3,61
- 336	56	- 273	-287	E (сж) = 3,61
- 294	76	- 184	-252	E (сж) = 3,61
- 194	420	- 105	-191	E (сж) = 3,61
- 94	34	- 34	- 86	E (раст) = 0,13 E (сж) = 3,61
- 98	4	- 34	- 51	E (сж) = 3,61 E (раст) = 0,13
- 49	26,5	- 7,5	- 37,5	E (сж) = 3,61

косвенными данными: 1) абсурдными результатами при попытке считать за сопряженные другие системы трещин (доказательство от противного); 2) наличием единых закономерностей ориентировки осей напряжения для всех замеров по принятым системам сопряженных трещин.

Приводим по каждому участку бурения скважин элементы залегания сопряженных трещин и результаты графического определения осей главных нормальных напряжений.

Скважины № 1 и 2

Трещины: аз. 240° , $< 80^{\circ}$, σ_1 - аз. 15° , $< 20^{\circ}$
аз. 150° , $< 75^{\circ}$, σ_2 - аз. 186° , $< 73^{\circ}$
 σ_3 - аз. 285° , $< 3^{\circ}$

Скважина № 3

Трещины: аз. 247° , $< 74^{\circ}$, σ_1 - аз. 20° , $< 24^{\circ}$
аз. 150° , $< 74^{\circ}$, σ_2 - аз. 198° , $< 66^{\circ}$
 σ_3 - аз. 289° , $< 0^{\circ}$

Скважина № 4

Трещины:	аз. 212° ,	$< 85^{\circ}$,	σ_1 -аз. 7° ,	$< 10^{\circ}$
	аз. 154° ,	$< 74^{\circ}$,	σ_2 -аз. 140° ,	$< 74^{\circ}$
			σ_3 -аз. 274° ,	$< 11^{\circ}$

Скважина № 5

Трещины:	аз. 295° ,	$< 80^{\circ}$,	σ_1 -аз. 330° ,	$< 0^{\circ}$
	аз. 171° ,		σ_2 -аз. 240° ,	$< 60^{\circ}$
			σ_3 -аз. 60° ,	$< 40^{\circ}$

Скважина № 6

Трещины:	аз. 225° ,	$< 75^{\circ}$,	σ_1 -аз. 1° ,	$< 20^{\circ}$
	аз. 137° ,	$< 75^{\circ}$,	σ_2 -аз. 182° ,	$< 61^{\circ}$
			σ_3 -аз. 273° ,	$< 0^{\circ}$

Скважины № 7 и 8

(накл. ствол шахты им. Артема,
гор. 550 м)

Трещины:	аз. 225° ,	$< 60^{\circ}$,	σ_1 -аз. 360° ,	$< 43^{\circ}$
	аз. 135° ,	$< 55^{\circ}$,	σ_2 -аз. 176° ,	$< 48^{\circ}$
			σ_3 -аз. 269° ,	$< 3^{\circ}$

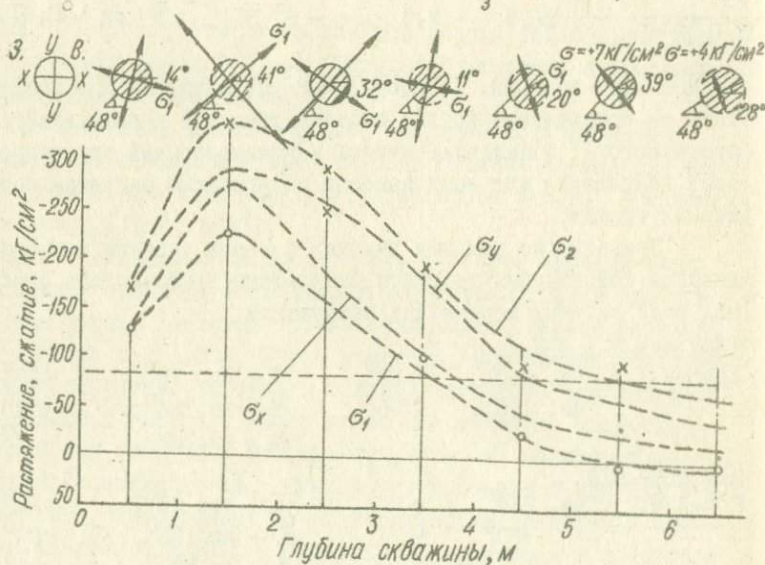


Рис. 28. График изменчивости упругих напряжений по скв. № 3.

Рассматривая приведенные выше результаты вычисления ориентировки осей максимальных нормальных напряжений нетрудно заметить довольно четкую закономерность в их расположении. Почти во всех замерах ось σ_1 ориентирована в направлении, близком к меридиональному, ее азимут изменяется от 330 до 20°, преобладает около 20°. Угол наклона оси σ_1 чаще всего около 20°, изменяясь от 0 до 43°. Подобное весьма близкое положение оси по всем произведенным замерам говорит о наличии единой закономерности, которая обусловлена положением в пространстве крупной складчатой структуры — Саксаганской синклинали, определяющей строение данного района. Эта структура погружается в субмеридиональном направлении под углом 14–25°. Нужно заметить, что ориентировка оси σ_1 параллельно оси складки отрицается Г.Д.Ажгиреем (1956), который категорически утверждает, что положение оси максимального удлинения всегда вертикально. Между тем, многие исследователи (Пэк и др.) считают, что максимум растяжения должен быть параллелен оси складки. Личные наблюдения автором ориентировки структур будинаж в пределах Криворожского синклинория также подтверждают факт максимального растяжения параллельно складчатости. М.В. Гзовский (1960, 1963) также указывает, что в Казахстане им встречены складки с аналогичным положением оси σ_1 . Таким образом, данные различных исследователей подтверждают возможность ориентировки оси σ_1 параллельно складчатости, а следовательно, установленное нами совпадение оси σ_1 с шарнирами складок не является исключением.

Изложенные выше результаты измерений и анализа геологических закономерностей распределения напряжений в массиве дают основание для таких выводов.

1. Тектонические упругие напряжения, возникшие в процессе докембрийского тектогенеза, по-видимому, сохраняются в массиве горных пород до настоящего времени. Происходящие в результате трещинообразования разгрузка массива и явления релаксации, очевидно, не приводят к полному исчезновению упругих тектонических напряжений. Эти явления значительно изменяют количественную характеристику напряжений, возможно, приводят к изменению их распределения в массиве, но остаточные незначительные по величине упругие напряжения сохраняются.

2. Каждая структурная форма, независимо от размеров, характеризуется собственным полем тектонических упругих напряжений, размеры которого соразмерны данной структуре. У мезоструктурных форм

поля тектонических напряжений изменяются сантиметрами, мелкие структуры, переходящие в макроформы, имеют поля тектонических напряжений, измеряемые метрами и т.д. Сохранение древних тектонических упругих напряжений в массиве докембрия, по-видимому, обратно пропорционально размерам структурных форм: чем меньше размеры последних, тем больше возможностей для сохранения в них остаточных упругих тектонических напряжений.

3. Трещиноватость, по-видимому, не уничтожает тектонические поля напряжений в таких мезоструктурных формах, абсолютные размеры которых меньше, чем блоки отдельности пород, образованной данной трещиноватостью.

4. Структуры будинаж, широко развитые в изучаемом районе, характеризуются, по данным замеров, растягивающими напряжениями параллельно слоистости и сжимающими — перпендикулярно слоистости. Наложение на будинаж мелких диагональных и поперечных микроразрывов скалывания со смещениями, очевидно, создает условия двухосного растяжения.

5. Исключительная изменчивость упругих напряжений, установленная при замерах скв. №1 и 2, объясняется широким развитием в этом участке различного рода мезо- и микродеформаций (будинаж, микроразрывы со смещением, трещиноватость, кливаж, плойчатость и т.п.).

6. Проведенные измерения напряженного состояния массива подтверждают экспериментальные данные и теоретические выводы М.В.Гзовского (1960, 1963) о распределении напряжений в различных структурных формах.

7. Остаточные тектонические напряжения, вследствие незначительных абсолютных величин и микромасштабов своего проявления, в большинстве случаев не могут иметь существенного значения как факторы горного давления. Но для выяснения механизма тектонических деформаций, анализа и оценки их роли в общем процессе тектогенеза дальнейшее непосредственное изучение тектонических упругих напряжений чрезвычайно важно и настоятельно необходимо. Оно может дать много ценных фактических данных для решения многих вопросов, касающихся механизма, условий и характера тектонических деформаций.

МЕТОДЫ ДОКУМЕНТАЦИИ И ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР БУДИНАЖ

Необходимость и важность тщательной фиксации структур будинаж вряд ли может вызывать сомнения. Сейчас, когда доказано, что будинаж — явление первостепенного значения и его изучение может помочь в выявлении многих аспектов геологических процессов, было бы непростительной ошибкой упускать эти возможности, учитывая обычную скудность геологических данных, так нужных для восстановления общего хода и деталей геологической истории, которые позволяют развивать теоретические построения и обобщения, применяемые в дальнейшем в практической деятельности по поискам, разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Геологи должны максимально использовать все возможности получения дополнительных геологических фактов, позволяющих с большей точностью осветить или уточнить ту или иную сторону геологических процессов.

Между тем будинаж пока совершенно не используется ни исследователями, ни геологами-производственниками при геологических исследованиях, поисково-разведочных и горноэксплуатационных работах. Эти структуры геологии либо не замечают, либо упоминают о них в самых общих фразах, не фиксируя никаких фактических данных о форме, размерах, условиях залегания, составе будин и межбудинных новообразований и т.д.

Основной причиной подобного отношения к будинажу является то обстоятельство, что будинаж еще не приобрел широкой известности, в учебниках структурной геологии о нем вообще не упоминалось, а в последние годы хотя будинаж и описывается, но очень кратко, схематично и о его значении почти не говорится. Научная геологическая литература, в которой немало статей по будинажу, имеет ограниченное распространение среди широкой массы геологов-производственников; кроме того, нельзя не отметить, что в широком плане значение будинажа и необходимость его изучения освещена лишь в одной статье Н.Г.Судовикова (1957), все же остальные статьи касаются лишь отдельных узких вопросов этой проблемы. Поэтому геологи-производственники большей частью не знают, что может дать изучение будинажа, и как фиксировать и изучать эти своеобразные структурные формы.

В связи с этим в настоящей главе даются краткие методические указания и советы, что и как нужно изучать и фиксировать в зонах развития структур будинаж, чтобы с максимальной полнотой использо-

вать данные по этим формам для раскрытия особенностей геологической истории и выявления закономерностей в характере и последовательности геологических процессов, закономерностей размещения этих форм в пространстве, связи со складчатыми и разрывными структурами и роли будинажа в локализации оруденения.

Можно рекомендовать следующий порядок фиксации геологических наблюдений над структурами будинаж.

Краткая геологическая характеристика района (или участка), где обнаружен будинаж. Типы пород, мощности пластов, толщ, их физические свойства (прочность, жесткость-хрупкость, пластичность), условия залегания, крупные и мелкие структуры, проявления метаморфизма, метасоматоза, магматизма. Какие породы подвержены будинажу, (состав, сложение, физические свойства), какие породы вмещающие для будинированных и их краткая характеристика. Физические свойства, если нет лабораторных определений, узнают эмпирически, на глаз, причем важны не абсолютные значения физических свойств, а относительные по сравнению друг с другом соседних пластов (один более пластичный, чем соседний, другой более жесткий, хрупкий, прочный и т.д.; необходимо расположить их в последовательный ряд по прочности, хрупкости, пластичности). Если породы имеют в их современном виде одинаковые свойства, а в момент образования будинажа они отличались по физическому состоянию, то отмечают факты, подтверждающие это (следы пластического течения одних слоев, хрупкие разрывы в других, отсутствие течения и разрывов в третьем, указывающие на весьма высокую прочность и вязкость и т.д.).

Наблюдения над морфологией будин. Прежде всего различают плоскостные формы, наблюдаемые в поперечном сечении толщи: здесь выделяются по вытянутости и округлости следующие типы: изометричные, вытянутые, угловатые, округлые; затем непосредственно по форме - линзовые, овальные, круглые, боченкообразные (по Лоэсту, впервые выделившему будинаж), S-образные, квадратные, удлиненно-прямоугольные, ромбовидные, трапециевидные, неправильной формы. Фиксируют длину и толщину (мощность) будин.

Следующий этап выяснения морфологии - наблюдения в двух взаимно перпендикулярных плоскостях - поперечном сечении пласта и плоскости (или поверхности) наложения, полосчатости, рассланцевания и т.д.; эти два сечения дают представление об объемной форме будин, которая может быть представлена линзами, эллипсоидами, шарами, цилиндрами, стержнями (объемы формы с округлым сечением) или

Изометричными параллелепипедами, призмами и неправильными формами. У объемных форм фиксируется длина в плоскости наложения, ширина и толщина в сечении.

Указываются также изменения формы будин по простиранию пластов и различия морфологии будин в породах различного состава.

Морфометрия будин. Для систематизации огромного разнообразия будинажных форм различных масштабов разработана морфометрическая классификация, которая приводится в разделе "Морфокинематика и морфометрия..."

Состав и внутреннее строение будин.

1. Описывается минеральный состав будин — главные минералы, составляющие будины, их петрографическая структура, вкрапленные, эпигенетические минералы, их распределение в будине.

2. Отбираются образцы для определения химического состава будин и спектрального анализа.

3. Отмечается наличие в будинах полосчатости высших порядков, зональности, каемок, оторочек, включений, указывается их мощность, размер; отмечается изменение состава будины от ее центра к периферии вкrest простирания и шейки по простиранию.

4. Фиксируются мелкие деформации в будине — микроплойчатость, микроразрывы, жилки, пустоты, пористость, изгибы слоев в торцах будин и т.д.

5. При наличии перемежающихся будинированных слоев различного состава производится сравнение будин из разных слоев, отмечаются их общие и отличительные черты по составу и внутреннему строению.

Состав и морфология межбудинных участков.

1. Фиксируется расстояние между будинами для определения их соотношения с мощностью будинированного слоя и длиной будин.

2. Отмечается наличие зияющих разрывов между будинами, незаполненных более поздними образованиями; указываются их размеры и форма.

3. Фиксируются форма, характер и способы заполнения межбудинных пережимов: а) втеки вмещающих пород при высокой пластичности последних; б) сохранение шеек будин; в) заполнение одними первичными компонентами при удалении других; г) новообразования, отложившиеся в межбудинном пережиме, их состав, размеры, форма и т.д.

4. Описывается минеральный и химический состав межбудинных заполнений.

5. Характеризуется размещение новообразований, наличие зональности, пятнистости и т.д.

6. Отличается строение межбудинных участков (текстура, структура, следы пластического течения, растяжение, скалывание, выщелачивание и т.д.).

7. Указываются новообразования во вмещающих породах вблизи межбудинных участков (параллельные зоны новообразований магнетита, приуроченные к местам деформации течения против пережима, но на некотором расстоянии от него и т.д.).

8. Приводятся соображения на основании выявленных фактов о составе и физическом состоянии (подвижности и т.д.) растворов и расплавов, насыщавших породы во время тектонических деформаций, проявлений метаморфизма, магнетизма, метасоматоза, постмагматических процессов, гипергенных изменений и т.п.

Наблюдения над кинематикой будин и выводы о механизме образования будинажа.

Форма будин нередко дает представление о механизме образования структур будинаж, типе деформации и ориентировке главных осей напряжений, о физическом состоянии пород во время деформации, т.е. позволяет установить целый ряд характерных кинематических особенностей. Эти возможности попутного установления кинематики процесса будинообразования необходимо использовать, тщательно фиксируя все наблюдения и отмечая любые дополнительные факты, подтверждающие предварительные выводы и представления.

Непосредственно в обнажении, шахте, карьере или при просмотре керна необходимо выявить и фиксировать морфокинематические особенности (см. табл.5).

1. Деформированные слои залегают без пережимов, лишь характеризуются равномерным повышением пористости в виде линейно вытянутых сплюснутых пор. Это свидетельствует о равномерном пластическом растяжении, проявляющемся в условиях общей высокой пластичности толщи, когда различия слоев по пластичности были незначительны.

2. Будинаж представлен будинами, соединенными шейками. Это свидетельствует о том, что толщина подвергалась неравномерному пластическому растяжению, напряжения дифференцировались и распределялись в виде чередования максимумов и минимумов, что и привело к возникновению пережимов деформированного слоя в местах максимальной концентрации напряжений и возникновению будины - в местах рассеивания напряжений. При этом необходимо отмечать частоту пережимов, их ширину и сохранившуюся мощность шейки, отсутствие или наличие ступенчатого смещения слоя по простиранию без разрыва шейки, что указывает на явления вязкого скалывания и т.д.

3. Будинаж растяжения с разрывом характерен направлением линии разрыва перпендикулярно будинированному слою и растаскиванием будин строго параллельно слою. Отмечаются частота разрывов (т.е. длина будин в разрезе), направление разрывов — азимут (для макробудинажа), характер проявления в различных слоях и т.д.

4. Будинаж скалывания легко отличить, во-первых, потому, что плоскости разрыва этого типа будинажа ориентированы диагонально по отношению к будинированному слою, а во-вторых, все блоки — будины — обычно ступенчато смещаются один относительно другого.

Будинаж скалывания различают трех видов в зависимости от ориентировки плоскостей скалывания: 1) плоскости скалывания ориентированы в одном направлении — фиксируют их частоту, угол между слоистостью и плоскостью скалывания, азимут плоскости скалывания (для макробудинажа), характер проявления в различных по составу и мощности слоев и т.д.; 2) плоскости скалывания ориентированы в двух пересекающихся направлениях (отмечаются частота обоих направлений, их азимуты, выдержанность по простиранию, углы между слоистостью и плоскостями скалывания и т.д.); 3) плоскости скалывания в двух чередующихся встречных направлениях (образуют трапециевидное сечение будин); отмечаются частота обоих направлений, их азимуты, углы между плоскостями скалывания и слоистостью и т.п.

5. Разделение жесткого слоя встречными плоскостями скалывания на множество линз с затеками вмещающих пластичных сланцев по разрывам без формирования пережимов. Этот тип будинажа выделен В.В.Белюсовым и представляет собственно разлинзование. Фиксируются размеры линз, ширина разрывов, наличие или отсутствие заполнения пластичными вмещающими сланцами, азимуты и углы со слоистостью плоскостей скалывания и т.д.

6. Образование линз первичного минерала в процессе его замещения новым минералом. Этот редкий тип будинажа встречен в породах Кривого Рога. Прослойки красного кварца здесь замещаются магнетитом, причем замещение наиболее интенсивно происходит в торцах блоков красного кварца, вследствие чего замещение приводит к образованию линз красного кварца в магнетите. Здесь необходимо фиксировать размеры линз (длина, ширина, в сечении), мощность прослоев, следы замещения в торцах линз и следы пластического течения магнетита, обтекающего линзы кварца и пр.

7. Растворение и вынос из зоны сжатия некоторых первичных минералов, неустойчивых при высоких давлениях. Широко развито при

образовании залежей богатых железных руд в Кривом Роге, Кременчугском и Белозерском железорудных районах. Кварц в зонах межбудинных пережимов становится крайне неустойчивым и выносится метаморфическими растворами, вследствие чего пережим оказывается обогащенным железорудным минералом. При значительной мощности будинируемого пласта этот процесс приводит к образованию рудных тел в пережимах. Необходимо для данного типа будинажа отметить размеры будин и межбудинных участков, их формы, наблюдать и описывать зоны выклинивания кварцевых слоев, наличие или отсутствие явлений метасоматического замещения, отбирать образцы для изучения минерального и химического состава зоны пережима, переходной к будине зоны и, наконец, самой будины, фиксировать все макроскопически видимые мелкие деформации, пористость, сланцеватость, зернистость и т.д. В этом процессе еще не все ясно, особенно в механизме удаления кварца, привносе в зоне пережима железа и др. Поэтому документация подобных участков должна быть самая детальная и внимательная до мельчайших подробностей, которые могут оказаться очень важными для решения этих сложных вопросов.

8. Образование будинажа нагнетания в результате продольного оплющивания и образования чередующихся раздувов и механического действия магматического расплава, приводящего к образованию овальных форм в телах и дайках. Этот тип будинажа очень трудно отличить от будинажа пластического растяжения и лишь некоторые косвенные данные могут помочь решить этот вопрос. В частности, необходимо тщательно проследивать изменения мощности не только в зоне развития будинажа, но и за ее пределами, где мощность не подвергалась изменению. Сравнивая раздувы, пережимы и максимальную мощность слоев, можно установить, какой процесс лежал в основе деформации — нагнетание или выжимание.

Выяснение пространственного положения структур будинаж и связи их со складчатостью, линейностью, кливажем и разрывными нарушениями.

Пространственное положение структур будинаж может быть определено лишь в тех случаях, когда обнажена плоскость наслоения или сланцеватости, параллельно которой он расположен, когда видна его объемная форма. Нужно отметить, что в высокометаморфизованных породах плоскости наслоения обычно весьма прочно сцементированы вторичными минералами, отложившимися из циркулировавших между слоями растворов. Поэтому встретить обнаженную плоскость насло-

ния почти не удается, точно также весьма трудно отпрепарировать ее: порода раскалывается в любых направлениях, кроме слоистости. В этих случаях для установления объемной формы и ориентировки структур будинаж можно в какой-то мере использовать два взаимно перпендикулярных сечения, поперечное и продольное. Если мелкие структурные формы (складки, разрывы, будинаж и др.) более или менее выдержаны и не очень осложнены, то удастся определить объемную форму и ориентировку будин достаточно точно. Но при большой сложности и изменчивости структурных форм определение этих параметров может быть произведено условно, а иногда и совсем невозможно однозначно установить объемные формы будин. В таких случаях (а они не так уж редки в сложно дислоцированных регионах с высокой степенью метаморфизма пород) вопрос остается открытым, хотя безусловно необходимо использовать все возможности, чтобы попытаться установить положение в пространстве объемных форм, так как это исключительно важно для целого ряда выводов о характере и последовательности формирования будин, их роли в различных геологических процессах и особенно в локализации оруденения.

Для выяснения пространственной ориентировки структур будинаж необходимо прежде всего договориться о правильном и едином использовании терминов, характеризующих параметры этих структур. Дело в том, что многие исследователи говорят о длине, ширине будин, не уточняя, имеют ли они в виду плоскостные формы (поперечный разрез) или же объемные. Анализируя эти данные, многие исследователи оперировали с плоскостными формами, фиксируя при этом вытянутость будин по простиранию или падению и т.д. Необходимо сразу же заявить, что в этом скрыта опасность впасть в серьезную ошибку и прийти к неправильным выводам. Если мы не знаем объемных форм и их ориентировки, то, имея лишь разрез будины, мы не будем в состоянии установить, является ли он поперечным, продольным или диагональным. Следовательно, в подобных случаях нельзя говорить о вытянутости будин по простиранию и т.д. Только установив объемные формы, мы можем определить, как расположен будинаж в пространстве.

Поэтому рекомендуется применять единую терминологию параметров будин рис.29.

Длина будин в сечении (поперечном, продольном, диагональном) - l .

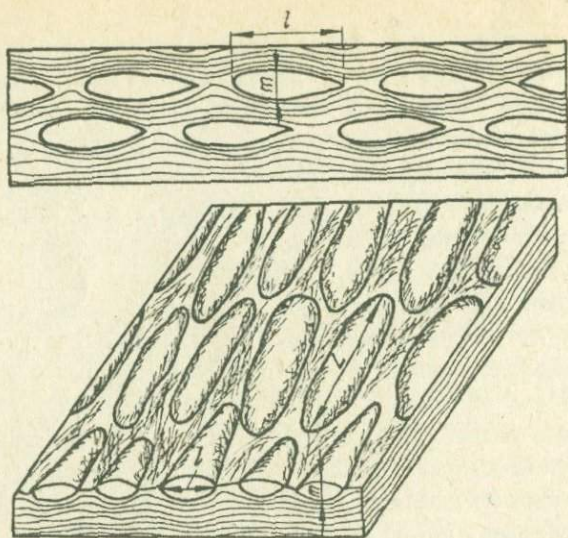


Рис. 29. Основные параметры будин.

Длина объемной будины (определяется в плоскости наслоения) - L .

Ширина объемной будины (определяется в плоскости наслоения, соответствует длине будины в поперечном сечении). Мощность будины (обычно соответствует мощности будинированного слоя) - m . Значение термина одно и то же как для плоскостных, так и для объемных будин.

Нужно подчеркнуть, что истинная длина объемной будины далеко не всегда может быть определена в связи с тем, что возможность вскрытия плоскости наслоения, как уже указывалось, большей частью затруднена. Удастся обнажить лишь небольшой участок этой плоскости, где мы видим какую-то часть вытянутой цилиндрической или призматической будины. Поэтому замеры длины объемных будин производятся во всех случаях, но там, где не удастся определить, что будина закончилась, выклинилась, необходимо отмечать, что замерялась "видимая" длина будин. Замеры прочих параметров элементарны и, по-видимому, не требуют каких-либо пояснений.

При определении ориентировки будин наиболее удобно применять

понятие "вытянутость межбудиного пережима". В плоскости наслонения между двумя будинами всегда есть впадина, борозда, имеющая линейность, вытянутость в определенном направлении, и простираение ее можно достаточно точно измерить. Применение же понятия "вытянутость будин" может привести к путанице, так как кроме того, что было сказано выше по этому вопросу, нередко встречаются изометричные будины, одинаковые во всех направлениях поверхности наслонения, и говорить о вытянутости будин в таких случаях не имеет смысла. Поэтому понятие "вытянутость межбудиного пережима" является более определенным, не вызывающим кривотолков (ибо проявление деформации выражено именно линейным межбудиным пережимом) и достаточно точным для определения ориентировки будин. Если мы имеем дело с изометричным угловатым будинажем, то в этом случае возможны два пересекающихся направления вытянутости будин, для них можно точно измерить азимуты простираения и, таким образом, определить два направления "вытянутости межбудиных пережимов". Только при шаровом будинаже точная пространственная ориентировка невозможна, но этот морфологический тип будинажа встречается крайне редко и поэтому не будет иметь существенного значения в выяснении ориентировки будин. Итак, для определения ориентировки будинажа необходимо определить и измерить азимуты направления или вытянутости межбудиных пережимов и указать, как они простираются относительно складчатой структуры, в которой развит будинаж. Встречаются следующие направления вытянутости межбудиных пережимов: перпендикулярно шарниру складки, параллельно шарниру складки, диагонально шарниру складки в одном направлении и диагонально в двух пересекающихся направлениях. Других направлений практически быть не может. Направления перпендикулярные и параллельные шарниру не вызывают никаких затруднений при определении ориентировки. Что касается диагональных, то здесь необходимы точные замеры азимуты направлений вытянутости, так как эти направления могут меняться в широких пределах от диагональных, близких к продольным, до диагональных, близких к перпендикулярным (поперечным) шарниру.

Связь структур будинаж с линейностью определяется путем сопоставления ориентировки вытянутости межбудиных пережимов и простираением линейности. Необходимо иметь в виду, что может встретиться линейность более ранняя, чем будинаж и линейность наложенная,

т.е. возникшая позднее будинажа; поэтому здесь необходимы тщательные наблюдения.

Таким же образом устанавливается связь будинажа с кливажом различных типов. Нужно отметить, что нередко встречаются структуры, имеющие признаки одновременно и кливажа и будинажа, которые так и называются "кливаж-будинаж". Но кливаж в основном встречается как самостоятельная форма дислокации; отличить кливаж разлома и скалывания в этих случаях довольно легко, поскольку он возникает позднее будинажа, когда общая жесткость толщи возрастает и слои более и менее пластичные становятся настолько близкими по жесткости, что деформируются почти одинаково. Следовательно, кливаж будет пересекать как те, так и другие слои. Если же мы имеем дело со структурами кливаж-будинаж, то разрывы жесткого слоя не распространяются в соседний, более пластичный слой. Кливаж течения, связанный с будинажем, также легко определить, так как его направление следует за всеми изгибами будин, обтекая их, заходя в междуинные пережимы и шейки, соединяющие будины. Как и с линейностью, нужно иметь в виду, что кливаж может быть более ранний, чем будинаж, сингенетичный будинажу, и более поздний, наложенный на будинаж. При детальном изучении необходимо пытаться выяснить эти генетические взаимоотношения.

Связь структур будинаж с разрывными структурами изучена еще очень слабо, закономерности этой связи неясны. Поэтому все наблюдения, касающиеся этого вопроса, очень ценны. Необходимо фиксировать и изучать ориентировку вытянутости междуинных пережимов, сопоставляя ее с простиранием разломов, отмечать изменение интенсивности развития будинажа по мере приближения к зоне разлома, учитывать возможность связи будинажа с направлениями оперяющих разрывов и т.д..

Выяснение генетических особенностей структур будинаж и определение их генетического типа.

При полевых наблюдениях необходимо фиксировать генетические особенности структур будинаж, которые позволяют установить их происхождение. Можно указать на следующие характерные черты будинажа различных генетических типов, позволяющие в первом приближении составить представление об условиях их образования.

I. Магматический будинаж возникает в полосчатых породах первично-расслоенных плутонов во время застывания расплава. Более высокотемпературные минералы кристаллизуются первыми и обособля-

ются в полосы, слои, окруженные жидким расплавом, отличающимся пониженной температурой плавления. Такая дифференциация по температуре плавления и приводит к образованию полосчатых текстур магматических пород. Воздействие тектонических движений на полустывшую магму или возникновение в ней самой напряжений в результате физико-химических процессов с увеличением объема приводит к течению еще незастывшей массы расплава, растягивающей при этом слои высокотемпературных минералов с образованием будин - линз, соединенных шейками, а иногда и разделенных на отдельные линзы. Характерные морфологические признаки магматогенного будинажа (плавные постепенные переходы от будин к шейкам, округлые удлиненные в направлении течения формы - плоские линзы, сплюснутые овалы, свидетельствующие об общей пластичности массива, отсутствие хрупких слоев) определяют лишь более и менее пластичные полосы. Часто будины имеют неясные, расплывчатые ограничения. В межбудинных пережимах большей частью наблюдаются втеки материала соседних пластичных слоев.

2. Ультраметаморфический будинаж близок к магматическому, но отличается тем, что развит в метаморфических породах - гнейсах, мигматитах, амфиболитах, полосчатость в которых более четкая и выдержанная, поэтому будинаж в них также большей частью имеет отчетливые ограничения, хотя и встречаются формы с расплывчатыми неясными границами. Характерны также сглаженные, плавные формы с постепенными переходами от раздувов к пережимам. Межбудинные пережимы представлены или сохранившимися шейками будинированного слоя, или втеками окружающих пластичных слоев или, наконец, высокотемпературными новообразованиями, такими, как пегматиты, аплиты, или существенно пироксеновым, диопсидовыми и другими породами.

3. Динамометаморфический будинаж характерен преобладанием угловатых будин; формы с закругленными сглаженными ограничениями (линзы, овалы и т.д.) имеют более резкие выклинивания торцов. Плавные переходы редки, плоские сплюснутые формы также нетипичны. В межбудинных пережимах развиваются новообразования из ассоциации низкотемпературных минералов - кварца, карбонатов, пирита, железной слюдки и т.д. В условиях регионального метаморфизма высокотемпературной фации развивается вторичный будинаж галек конгломерата, который нередко не замечают. Отличить его от обычного будинажа можно по различному составу галек, сменяющихся по простиранию. Важно различать истинный конгломерат от псевдоконгломерата, кото-

рый большей частью относится к структурам будинаж. Ван Хайз дает исчерпывающие отличительные признаки для конгломератов и псевдоконгломератов (табл. 13).

Т а б л и ц а 13

Признаки отличия псевдоконгломератов-тектонитов от истинных конгломератов

Псевдоконгломераты-тектониты	Истинные конгломераты
<p>Псевдогалшки и псевдоцемент происходят из самой тектонически преобразованной породы</p>	
<p>Породы, слагающие псевдогалшки и псевдоцемент псевдоконгломерата, являются нормальными членами всей данной серии в целом</p>	
<p>Породы, аналогичные по составу псевдогалшкам:</p>	
<p>а) либо являются непосредственными стратиграфическими эквивалентами псевдоконгломератов;</p>	<p>Галшки и цемент всегда происходят из пород, образовавшихся до отложения конгломерата</p>
<p>б) либо наблюдаются в данной серии в виде линз, пластов, горизонтов, интрузивных залежей;</p>	
<p>в) либо встречаются в виде жил заведомо более молодых, чем серия, в которую входят псевдоконгломераты</p>	
<p>Породы, встречающиеся в псевдогалшках и в псевдоцементе, обычно находятся в переслаивании на близлежащих участках данной серии</p>	<p>Переслаивание пород, встречающихся в галшках, с цементирующим материалом исключено</p>
<p>Псевдогалшки и псевдоцемент по своему составу очень часто идентичны породам, перекрывающим псевдоконгломерат</p>	<p>Переслаивание в породах материала из перекрывающих образований исключено</p>
<p>Пачки псевдоконгломератов могут быть четко стратифицированы на горизонты, отличающиеся составом псевдогалшек и псевдоцемента</p>	<p>Внутренняя стратификация по составу галшек исключена</p>
<p>Псевдогалшки определенного состава выборочно приурочены к определенным линзам или полосам псевдоконгломератов</p>	
<p>Наряду с псевдогалшками обычно наблюдаются линзовидные прослои и про-</p>	<p>линзовидные прослои и пропластки, имею-</p>

Псевдоконгломераты-тектониты	Истинные конгломераты
пластики, которые нередко располагаются в пределах одного слоя псевдоцемента	щие состав галек, не встречаются
Характерны и обязательные явления милонитизации, катаклаза, дробления	Явления милонитизации, катаклаза, дробления не обязательны

Псевдогалочки и галочки

В псевдогалочках не встречаются экзотические породы, т.е. такие, которые не входят в состав той серии, неотъемлемой частью которой являются псевдоконгломераты	Галочки, как правило, представлены экзотическими породами
Псевдогалочки одного состава нередко располагаются цепочками в пределах одного слоя псевдоцемента	Расположение галек одного состава цепочками не характерно или не встречается.
Псевдогалочки, состоящие из переслаивания двух или более осадочных пород, не встречаются	Галочки, состоящие из переслаивающихся между собой осадочных пород, встречаются нередко
Форма псевдогалек: преобладают линзовидные, линзовидные с тупыми окончаниями, брусковидные, часто встречаются боченкообразные и с вогнутой поверхностью на окончании, обычно ромбические, причудливой формы и линзовидные с пережимом, менее обычны округлые и треугольные	Округлые галочки составляют большинство галек
Псевдогалочки приблизительно одного размера могут составлять свыше 74% объема породы	По закону плотнейшей упаковки галочки одного размера не могут составлять свыше 74% объема породы

Псевдогалочки и псевдоцемент

Галочки и цемент

Одни и те же породы в данной линзе или горизонте псевдоконгломератов могут находиться в псевдогалочках и входить в состав псевдоцемента	Цемент не может быть представлен ни одной из тех пород, которые встречаются в галочках
---	--

Псевдоконгломераты-тектониты	Истинные конгломераты
Сланцеватость псевдоцемента примыкает к тупым окончаниям псевдогалек	Примыкание сланцеватости цемента к галькам не наблюдается
Породы псевдогалек в большинстве случаев обладают меньшей пластичностью и способностью к внутрипластовым скольжениям, чем породы псевдоцемента	Пластичность и способность к внутрипластовым скольжениям галек в цементе может быть различной

4. Гипергенный будинаж встречается в осадочных недислоцированных толщах, в которых развиты явления гравитационной деформации; течение в лавовых потоках - вулканический, или лавовый, будинаж, течение пластичных слоев при незначительном наклоне (до 1°) подстилающей поверхности, течение осадков - диагенетический будинаж, течение ледников - ледниковый будинаж, оползневые явления - оползневой будинаж, деформации разрыва на блоки слоя пены на поверхности воды в морских заливах, озерах, реках - водно-пенный будинаж и т.д.

Эта генетическая группа изучена слабо, имеет меньшее значение, чем тектонический будинаж, хотя в отдельных случаях на небольших территориях могут играть и существенную роль. Документация будинажа данной группы в основном ведется так же, как и тектонического, изучение его генетической принадлежности иногда представляет значительную сложность и не может быть сразу однозначно решено, но там, где много фактов, свидетельствующих о наличии гравитационных деформаций того или иного типа, можно с достаточной степенью достоверности установить данный тип будинажа.

Роль будинажа в определении степени и характера деформации. Наблюдения над структурами тектонического будинажа нередко дают возможность получить целый ряд данных о количественных и качественных показателях деформации, о кинематике процесса. Сила и интенсивность тектонических движений качественно определяются по масштабам развития будинажа и степени деформирования будин (угловатые формы характеризуют незначительные подвижки с отсутствием течения; сглаженные округленные формы в условиях невысокой степени метаморфизма свидетельствуют об интенсивном течении пород и значительности тектонических деформаций). Ориентировка структур будинаж указывает направление движения, его изменения на отдельных участках. Связь

мелких структур будинаж с крупными складками позволяет составить представление о последовательности и особенностях складчатого процесса. Морфология и распределение структур будинаж может помочь в установлении физического состояния участвующих в дислокациях пород — относительной пластичности или жесткости отдельных слоев и выяснить физику тектонического процесса. Сплошное развитие будинажа (рис.30) свидетельствует о широких масштабах деформации, захватывающей иногда целые толщи и комплексы мощностью сотни метров.



Рис.30. Массовое развитие сплошного будинажа. Толща железистых роговиков мощностью около 200 м почти полностью будинирована. Кривой Рог, Анновский участок.

Выяснение роли структур будинаж в локализации и распределении оруденения. По отношению к оруденению будинаж может быть дорудным, сингенетичным оруденению и пострудным.

1. Дорудный будинаж, возникший раньше процесса оруденения, обычно не является рудоконтролирующей структурой, и оруденение не имеет с этими структурами никакой связи. Это обнаруживается при определении размещения рудных тел или рудопроявлений и сравнении их положения в пространстве с ориентировкой и размещением структур будинаж. Нужно, однако, отметить, что иногда рудоносные растворы могут использовать дорудный будинаж и отлагать в межбудинных пережимах некоторые количества рудного вещества. Это наблюдается при возобновлении тектонического процесса с использованием и дальнейшим развитием ранее существовавших структурных форм. Однако это уже исключение из правила, не имеющие, по-видимому, широкого распространения, но создающее большие трудности при выяснении истинного характера возрастных взаимоотношений и требующие кропотливых, детальных наблюдений для однозначного решения вопроса.

2. Будинаж, сингенетичный оруденению, представляет наибольший интерес как рудоконтролирующая структура, вмещающая оруденение. Примеров этой связи автору удалось найти очень много в самых различных месторождениях. Это — контролируемые будинажными формами скопления хромита, титаномагнетита и платины в магматических месторождениях; межбудинные пегматитовые месторождения ультраметаморфического типа, полиметаллические, медноколчеданные месторождения,

метаморфические месторождения богатых железных руд докембрия и многие другие.

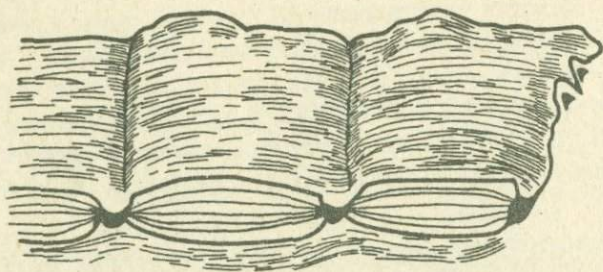


Рис.31. Концентрация сульфидов в межбуждинных пережимах. Безрудные роговики в сланцах 4-го сланцевого горизонта криворожской серии.

Обычно концентрация рудного вещества сосредоточена в межбуждинных пережимах в виде новообразований, отложенных циркулировавшими в этих тектонически нарушенных участках растворами (рис.31). Описываются форма и размеры этих концентраций и особенно тщательно выясняется, насколько тесна связь оруденения с будинажем, продолжается ли она на других горизонтах (выше или ниже наблюдаемого), и если да, то каковы закономерности ее пространственного положения, всегда ли она определяется ориентировкой межбуждинных пережимов. Нужно заметить, что при развитии двух направлений межбуждинных пережимов оруденение может быть связано лишь с одним направлением либо переходить из пережимов одного направления в пережимы другого в зависимости от интенсивности развития пережимов; наконец, локализация оруденения возможна и в пережимах обоих направлений, создавая сложные штокверковые рудные тела.

Для месторождений докембрийских богатых железных руд характерны особые условия рудообразования, когда из межбуждинных пережимов удаляется неустойчивый при высоких давлениях кварц, железорудные минералы остаются и в результате подобного относительного обогащения создаются рудные тела между будинами кварцитов (рис.32). Поскольку мощность будинируемых слоев, пачек, пластов колеблется в широких пределах — от сантиметров до десятков метров, — удается наблюдать в обнажениях, горных выработках и керне скважин все стадии развития этого процесса. В ряде случаев наблюдается и очевидный привнос рудного вещества в пережимы, но сущность и механизм этого процесса еще недостаточно ясны. Вообще вопросы связи орудене-

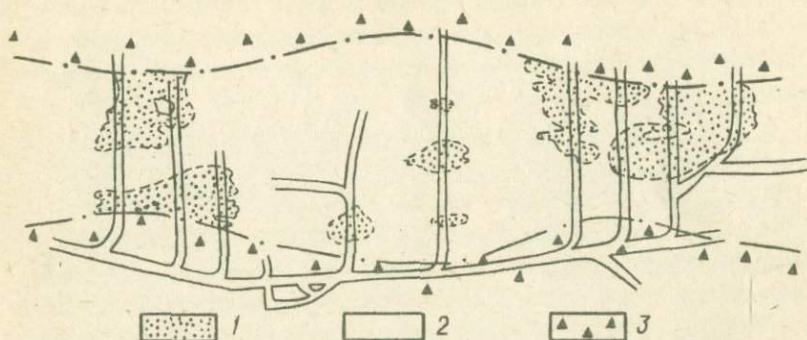


Рис.32. Межбудиные концентрации железорудных минералов (межбудиная рудная залежь):
1 - руда, 2 - джеспилит, 3 - сланец.

ния со структурами будинаж изучены пока в самых общих чертах. Необходимо накопление большого фактического материала по различным типам месторождений, чтобы выяснить и изучить условия образования рудных тел, контролируемых структурами будинаж.

3. Пострудный будинаж развивается после процесса оруденения, накладывается на рудные тела, деформируя и разрывая их на блоки. Он нередко встречается в магматических и метаморфических месторождениях различных металлов и непосредственно фиксируется в тех случаях, когда размеры рудных жил небольшие, а по графическим материалам - планам и разрезам, устанавливается наложенный макробудинаж крупных рудных тел. Фиксируются все те же данные о форме, размерах, пространственном положении будинажа, характере и заполнении межбудиных пережимов и т.д.

Выяснение роли структур будинаж в понижении устойчивости горного массива. При интенсивном развитии структур будинаж в породах низкой степени метаморфизма или совсем неметаморфизованных или, наконец, ослабленных гипергенными процессами, может наблюдаться резкое снижение устойчивости горного массива, могут происходить крупные вывалы и обрушение стенок и кровли выработок, камер, лав. Такие явления наблюдаются в Донецком бассейне и встречаются в ряде других районов. Рудничные геологи должны в таких случаях определять размеры неустойчивых зон, направления межбудиных разрывов, по которым происходят вывалы, отмечать роль новообразований минералов, метасоматических замещений, зон разрыва и скольжения, сопутствующих будинажу, роль цементации таких участков квар-

цем и т.д. На основе результатов тщательного исследования этих структур дается заключение об устойчивости массива и разрабатываются мероприятия по предупреждению возможных вывалов и обрушения массива.

Методы изучения региональных и планетарных структур, образовавшихся при деформациях неоднородно-слоистых сред (мегаструктуры типа будинаж). Крупные макро- и мегаструктуры будинаж и другие типы структур, развивающихся в неоднородно-слоистых средах (соляной диапиризм, гранато-гнейсовые купольные инфраструктуры, деформации гранитной и базальтовой оболочек земной коры и т.п.), имеют крайне важное значение во многих аспектах геологии, и их изучение является именно под этим углом зрения весьма нужным и, как уже подчеркивалось, может дать очень много для выяснения многих закономерностей геологического развития. Так как эти структуры измеряются километрами, десятками и сотнями километров, но их изучение возможно лишь на основе геологических и геофизических крупно-, средне- и мелкомасштабных карт, геофизических профилей ГСЗ и других фактических материалов, характеризующих крупные структурные подразделения (зоны, складчатые пояса, блоки и их составные части) и расшифровывающих глубинное строение земной коры. Все эти материалы привлекаются для решения следующих главнейших вопросов данной проблемы.

1. Определение морфологии этих форм, ее деталей и конкретных особенностей, которые широко варьируют в связи с огромным разнообразием самих толщ, условий возникновения и типов деформации и т.п.

2. Определение размеров, получившихся в результате деформации блоков, их длина и ширина в горизонтальной плоскости и мощность по вертикали. Соотношение этих параметров и выяснение закономерностей длины к мощности, ширины к длине, ширины к мощности, что позволяет установить общие черты данных форм дислокации.

3. Установление пространственного положения блоков деформированного слоя, толщи: азимуты простирания, падения, углы падения и т.д.; закономерностей положения блоков в пределах складчатых поясов, относительно крупных разломов, крупных и малых интрузий и т.д.

4. Определение морфологии и заполнение пережимов или разрывов между блоками, состав и внутренняя структура межблоковых пород и другие данные, касающиеся этих участков. Необходимо отме-

тить, что к межблоковым образованиям относятся, как правило, и солянокупольные формы, а деформированной более жесткой толщей здесь является надсолевой комплекс пород различного состава. В отношении гранато-гнейсовых куполов вопрос значительно сложнее, так как в процессе формирования в связи с изменениями температуры пластичность пород резко меняется, а процессы ремобилизации гранитного вещества приводят к многостадийному изменению физических свойств и, в связи с этим, к переходу гранитов от весьма пластичных, текущих масс к жесткому застывшему ядру, когда пластичность вмещающих пород становится относительно гораздо выше, чем массива гранитов.

Выяснение на первом этапе хотя бы этих данных уже дает достаточно важные факты, чтобы охарактеризовать главнейшие черты структур этих типов и составить некоторые представления о характере деформации в неоднородно-слоистых толщах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема деформации в неоднородно-слоистых средах находится еще в начальной стадии изучения. В настоящей работе подчеркнуты и рассмотрены лишь самые общие закономерности этой проблемы, свидетельствующие о единой сущности деформации в толщах подобного рода.

Установленные закономерности позволяют широко использовать их для успешного изучения тех структур, которые недоступны для непосредственных исследований и пока изучаются в основном по геофизическим данным (глубинные инфраструктуры и планетарные оболочки земной коры). Не забывая о специфике и резком отличии каждого из рассмотренных типов структур, развитых в неоднородно-слоистых толщах, можно тем не менее решить ряд вопросов кинематики, морфологии, размещения в пространстве этих малоизученных мегаструктур, используя сопоставления и аналогии, например, с обычно хорошо доступными для детального исследования структурами будинаж, и опираясь на общие геологические и экспериментальные данные о состоянии минерального вещества на больших глубинах в земной коре в условиях высоких температур и давлений.

Необходимо для этого развивать в дальнейшем следующие важнейшие направления данной проблемы.

I. Широкое детальное изучение структур будинаж с упором на количественные показатели (размеры будин, соотношение длины и мощности, расстояний между будинами, ширина зоны деформации, число будинированных слоев в породе и соотношение по мощности с соседними пластичными слоями и слоями того же состава, что и будинированные, но не претерпевшими деформации и т.д.), тщательное изучение вещественного состава будин и вмещающих пород, выявление особенностей морфологии, пространственного распределения и форм, размеров и минерального состава заполнения межбудинных пережимов

в зависимости от состава деформируемой толщи, степени метаморфизма, интенсивности и скорости дислокации, условий формирования будинажа и т.д.

2. Углубленное изучение соляных и глиняных диапиров с точки зрения кинетики и динамики их образования, морфологии диапиров и блоков надсолевой толщи, соотношений мощностей, строения и состава солевых толщ и покрывающих надсолевых комплексов осадочных пород и т.п.

3. Детальные исследования механизма и условий образования купольных инфраструктур, последовательности и стадийности ремобилизма и гранитизации, морфологии, размеров и соотношений параметров куполов (с использованием данных геофизики) и ряда других особенностей, свойственных данному типу структур.

4. Изучение планетарных деформаций гранитной и базальтовой оболочек земной коры по данным ГСЗ и другим геофизическим данным в различных регионах земного шара с различным строением земной коры, выявление общих закономерностей морфологии, размеров, пространственного размещения, соотношений параметров блоков и т.д.

5. Экспериментальные исследования механизма и условий образования структур различных типов, свойственных неоднородно-слоистым геологическим средам с целью установления деталей процесса формирования данных структур.

Есть все основания полагать, что дальнейшие исследования в названных направлениях дадут много нового в установлении и уточнении закономерностей деформации в неоднородно-слоистых геологических средах и будут иметь весьма важное значение для развития теории и практики геологической науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакелиа М.С. - В кн.: Глубинное строение Кавказа. "Наука", М., 1966.
- Аверьянов А.Г. и др. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Адамс Л. и др. Внутреннее строение Земли. ИЛ, М., 1949.
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Баддингтон А.Ф. Формирование гранитных тел. ИЛ, М., 1963.
- Белевцев Я.Н. Криворожский железорудный бассейн. Геолиздат, 1951.
- Белевцев Я.Н. и др. - В кн.: Геологическое строение и железные руды Кривбасса. Госгеолтехиздат, 1957.
- Беликов Б.П. - Тр. ИГЕМ АН УССР, 1961, вып. 43.
- Белоусов В.В. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, № 17 /144/.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В.В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
- Белоусов В.В. - Земля и Вселенная, 1967, I.
- Богданов А.А. - БМОИП, нов. сер., 1947, 10, II.
- Бутовская Е.М., Уланов В.И. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Госгеолтехиздат, Л., 1962.
- Великославинский Д.А. и др. - Тр. ЛАГЕД, 1963, вып. 17.
- Гзовский М.В. - В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI. Докл. сов. геол. Пробл. 18, 1960.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектони-

- ки Байджинсайского синклиория. Части III и IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Д а в ы д о в а Н.И. и др. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Д а в ы д о в а Н.И. и др.: - В кн.: Глубинное строение Кавказа. "Наука", М., 1966.
- Д о н а б е д о в А.М. и др. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Е г о р к и н А.В. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- К а л я е в Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. "Наукова думка", К., 1965.
- К и т ы к В.И. Условия образования соляных структур. Изд-во АН УССР, 1963.
- К л о о с Э. - В кн.: Вопросы структурной геологии. ИЛ, М., 1958.
- К р о п о т к и н П.Н. - Проблемы тектонофизики. Тр. тектонофиз. сов. Госгеолтехиздат, 1960.
- К у з н е ц о в Г.Н., С л о б о д о в М.А. - В кн.: Исслед. по вопросам горн. и марш. дела, 22. ВНИИ, Углетехиздат, М.-Л., 1950.
- Л и т в и н е н к о И.В., Н е к р а с о в а К.А. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- М а г н и ц к и й В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", М., 1965.
- П а ш у т и н а С.Р. и др. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование в СССР. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- П л о т н и к о в Л.М., П е т р о в А.Н. - В кн.: Материалы к сов. "Общие закономерности геологических явлений". 1966, вып. I, Л., 1965.
- П р а г е р В. - В кн.: Реология, теория и приложения (пер. с англ.). ИЛ, М., 1962.
- П р о т о д ь я к о н о в М.М. - В кн.: Исследование физ.-мех. свойств горных пород применительно к задачам управления горным давлением. Ин-т горного дела им.Скочинского АН СССР, М., 1962.
- Р е м б е р г Г. - В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. ИЛ, М., 1957.

- Род и о н о в Г.Г. - Тр. ВНИИасбестцемент, 1956, вып.5.
- Р о з а н о в Л.К. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостехиздат, М., 1957.
- Р о з е н О.М. - Проблемы осад. геол. докембрия, 1967, вып.2.
- Р я б е н к о В.А. - Доклады АН УССР, 1960, 12.
- Р я б е н к о В.А. - Основные черты тектонического строения Украинского щита. "Наукова думка", К., 1970.
- С е м е н е н к о Н.П. Структуры рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т.1. Изд-во АН УССР, К., 1946.
- С е м е н е н к о Н.П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
- С е м е н е н к о Н.П. Метаморфизм подвижных зон. "Наукова думка", К., 1966.
- С и т т е р Л.В. Структурная геология. ИЛ, 1960.
- С о л л о г у б В.П. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1962, вып.1 /3/.
- С о л л о г у б В.П. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып.1 /12/.
- С о л л о г у б В.П. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып.15.
- С о л л о г у б В.П. и др. - В кн.: Глубинное строение Кавказа. "Наука", М., 1966.
- С о л л о г у б В.П. и др. - Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып.18.
- С о р с к и й А.А. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, 18 /145/.
- С у д о в и к о в Н.Г. - Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, 1957, вып.7.
- С у д о в и к о в Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Т е д е р Р.Н. - В кн.: физ.-мех. свойства, давление и разрушение горных пород, 1962, вып.1. Изд-во АН СССР, Ин-т горного дела им.Скочинского.
- Т о х т у е в Г.В. - Геол. журнал АН УССР, 1953, 13, 3.
- Т о х т у е в Г.В. - Докл. АН УССР, 1958, 12.
- Т о х т у е в Г.В., Г у б к и н а Н.Н. - Труды НИГРИ, 1959, 2.
- Т о х т у е в Г.В. - Бюлл. НИГРИ, 1959, 6.
- Т о х т у е в Г.В. - Сб. науч. статей НИГРИ, 1961, №8.
- Т о х т у е в Г.В. и др. - В кн.: Геология Криворожских м-ний. Т.П, Изд-во АН УССР, 1962.
- Т о х т у е в Г.В. и др. Физико-механические свойства горных пород Кривбасса. Гостехиздат УССР, К., 1962.

- Т о х т у е в Г.В. и др. - В кн.: Исследование физико-механических свойств пород применительно к задачам управления кровлей. Ин-т горного дела им.Скопчинского. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Т о х т у е в Г.В. и др. Методическое руководство для разведочной и рудничной геологической службы месторождений криворожского типа. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Т о х т у е в Г.В., Р и в к и н Н.Д. - Геол. журнал АН УССР, 1966, 24, 1.
- Т о х т у е в Г.В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. "Наукова думка", К., 1967.
- Т о х т у е в Г.В. - Геол. журнал АН УССР, 1967, 27, 6.
- Т о х т у е в Г.В. - Геотектоника, 1969, 1.
- Х а и н В.Е. - Общая геотектоника. "Недра", М., 1964.
- Ч е с н о к о в С.В. - ДАН СССР, 1963, 167, 4.
- Ф л и н н Д. - В кн.: Природа метаморфизма. "Мир", 1967.
- Ш а ф р а н о в А.П., С к в о р ц о в Н.И. - В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносных солянокупольных структур. "Наукова думка", К., 1966.
- Ш у л е й к и н В.В. Физика моря. "Наука", М., 1968.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

П р е д и с л о в и е	3
В в е д е н и е	5
Роль физико-механических свойств пород в специфике формирования структур типа будинаж.	11
Морфокинематика и морфометрия структур будинаж. Закономерности количественных соотношений их параметров.	32
Закономерности будинообразования по данным микроструктурного анализа.	45
Общие закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических толщах.	56
Структуры мезобудинаж как зоны консервации остаточных тектонических напряжений.	80
Методы документации и изучения структур будинаж.	97
З а к л ю ч е н и е	116
Л и т е р а т у р а	118

Глеб Васильевич Тохтуев
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ
В НЕОДНОРОДНО-СЛОИСТЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редакторы Ю.Л. Ковальчук, О.П. Украинец.
Художественный редактор Е.И. Муштенко.
Оформление художника Е.И. Гониной.
Технический редактор И.М. Баяджиева.
Корректор Л.И. Казниевская.

БФ 04272. Подписано к печати 22.XII.1971 г. Изд. № 108. Зак.
Тираж 850. Бумага № 1. Формат бумаги 60x90 1/16. Печ. физ.
листов 7,75 + вкл. 0,125. Усл. печ. листов 7,875. Учетно-изд.
листов 7,02. Цена 70 коп.

Издательство "Наукова думка". Киев, Рефина, 3.
Киевская книжная типография № 5 Комитета по печати при Совете
Министров УССР, Киев, Рефина, 4.

70 коп.

93

«НАУКОВА ДУМКА»