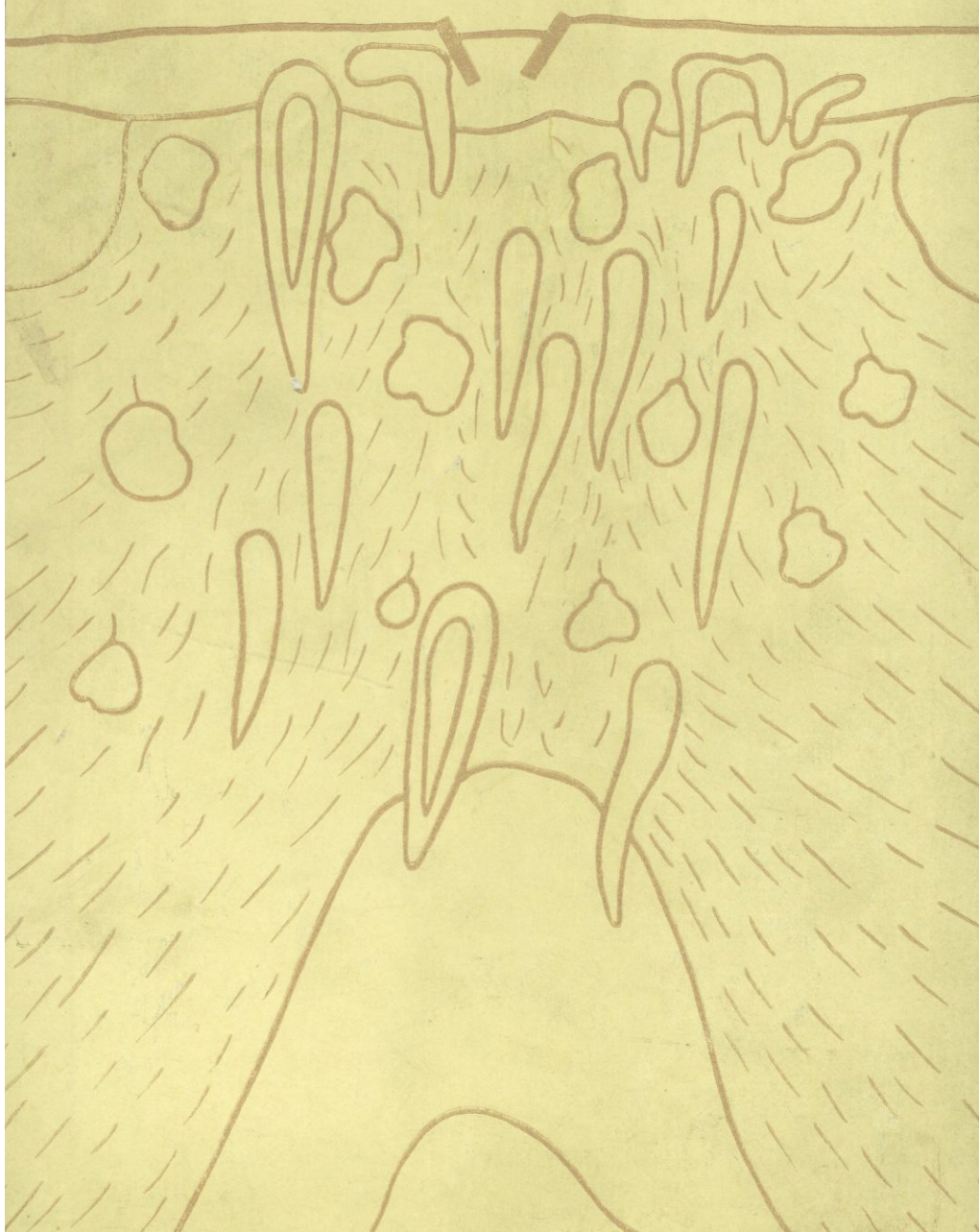


ВОПРОСЫ ГЕОНОМИИ



ВОПРОСЫ ГЕОНОМИИ

(Кора и верхняя мантия Земли)

Под редакцией
В. В. БЕЛОУСОВА, А. В. ВИХЕРТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1972



208

В сборнике излагаются некоторые результаты тектонофизических, тектонических, геофизических и геохимических исследований по проблеме «верхняя мантия и земная кора», которая разрабатывается совместно сотрудниками геологического, географического и физического факультетов МГУ. В статьях по тектонофизическим и тектоническим аспектам проблемы рассматриваются основные особенности механизма тектонических деформаций, анализируются статистические тенденции изменения интенсивности складчатости, приводятся примеры геометрического и тектонофизического моделирования ряда складчатых форм и трещиноватости, дается описание микроструктуры кливажа, а также общих и некоторых частных особенностей складчатой структуры метаморфических толщ. Геохимический аспект исследований представлен статьей о направленности геохимических процессов в геологической истории Земли. В статьях по геофизике рассматриваются природа и методика использования магнитной вязкости горных пород для изучения условий кристаллизации базальтов и методические возможности изучения длиннопериодных микросейсм.

Сборник представит интерес для широкого круга геологов и геофизиков, исследующих проблему деформации горных пород.

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета*

Предисловие

За последние десятилетия ясно наметились два пути в развитии наук: с одной стороны, их все большая специализация, а с другой — их объединение и возникновение новых пограничных областей знаний. Эти два пути сложно перекрещиваются. Науки расщепляются, чтобы затем снова объединиться в иной форме.

До недавнего времени внутренним строением Земли занималась только геология с ее подразделениями. Позже, в результате проникновения в геологию физических и химических методов, от нее отделились геофизика и геохимия, которые стали развиваться в значительной степени самостоятельно и сильно специализировались. А сейчас мы оказались перед задачей самого тесного объединения геологии, геофизики и геохимии в целях познания строения земных недр и тех процессов, которые в них происходят.

Действительно, прямые геологические методы способны дать представление о строении только верхних слоев земной коры в пределах осадочного и гранито-гнейсового слоев. Вместе с тем огромным преимуществом геологии является то, что она умеет раскрывать длительную историю верхних частей земной коры и устанавливать закономерности, управляющие этой историей.

Геофизические методы позволяют изучать строение нижних слоев коры и более глубоких оболочек. Но данные, которые мы получаем при этом, носят косвенный характер: они характеризуют физические свойства материала земных недр, но не его состав. Геофизические методы дают сведения о современных физических процессах, протекающих в глубине.

Геохимические методы, по крайней мере частично, призваны установить связь между геологическими и геофизическими данными: изучая состав и эволюцию магматических горных пород, а также исследуя в лабораторной обстановке влияние на горные породы и процессы их формирования тех высоких давлений и температур, которые существуют в недрах, они позволяют связать физические свойства с возможным конкретным составом глубинного материала.

Важно подчеркнуть, что наиболее полноценные результаты могут быть получены только в том случае, если геологические, геофизические и геохимические методы будут использованы не просто параллельно, а совместно в полном органическом согласии между собой. Речь должна идти о комплексном геолого-геофизико-геохимическом подходе к изучению одних и тех же явлений, при котором эти различные методы, освещая разные стороны явлений,

в дальнейшем объединяются в создании наиболее полного представления о том же явлении в целом. Например, только объединяя геологические, геофизические и геохимические данные о строении и истории земной коры в геосинклиналях, о геосинклинальном магматизме, о характерном для геосинклиналей региональном метаморфизме и ультраметаморфизме, а также тектонофизические данные об условиях формирования типичных для геосинклиналей тектонических структур, можно развить цельные представления о природе геосинклинали и закономерностях ее развития.

Объединенный геолого-геофизико-геохимический подход к изучению земных недр был назван **геономическим** подходом. Последовательное применение такого подхода должно привести к формированию комплексной науки о недрах Земли — **геономии** (геос — Земля, номос — закон).

Поскольку сейчас стало ясно, что основные особенности строения и развития земной коры теснейшим образом связаны с процессами в верхней мантии, предметами изучения геономии являются кора, верхняя мантия и взаимоотношения между ними. Выяснилось, что в верхней мантии имеются значительные горизонтальные неоднородности и что эти неоднородности связаны с тектоническими зонами, наблюдаемыми на поверхности земли. Так как тектонические зоны преходящи и, эволюционируя, сменяют друг друга во времени (например, геосинклиналь сменяется платформой), то вполне вероятно, что одновременно эволюционирует и строение верхней мантии. Точнее, эволюция верхней мантии отражается в эволюции земной коры. Следовательно, сопоставляя строение верхней мантии под различными тектоническими зонами, отвечающими разным стадиям тектонического развития земной коры, мы можем составить представление о процессах, происходящих в верхней мантии в течение геологического времени.

Несомненно, существует много форм взаимоотношения между верхней мантией и корой. Взаимоотношение может быть механическим (или «импульсивным»), когда движения верхней мантии вызывают соответствующие движения в коре. Оно может быть материальным (или «пенетративным»), когда материал из мантии проникает в земную кору и влияет на ее состав и свойства. Оно может быть термическим, когда нагретый материал, проникая из мантии в кору, прогревает последнюю, вызывая в ней и местное плавление и метаморфические процессы. Могут быть и другие виды взаимоотношения.

Подлежащие изучению процессы в коре либо прямо вызваны воздействием со стороны мантии, либо косвенно и отдаленно связаны с ее влиянием. И нельзя достоверно судить о глубинных процессах, не изучая строение коры и закономерности тектонических, магматических и метаморфических процессов в ней.

Какая общая цель ставится перед геономическими исследованиями? В теоретической области цель состоит в разработке теории эндогенных геологических процессов, в выяснении их причин и ме-

ханизма развития; в практическом смысле — в разработке основ прогноза распространения на глубину эндогенных полезных ископаемых. Такие разработки становятся особенно настоятельными сейчас, когда поиски и добыча полезных ископаемых опускаются на все более глубокие уровни геологического разреза.

Значение этих задач, и теоретических и практических, было подчеркнуто, когда в начале 60-х годов около пятидесяти стран присоединились к международному проекту «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» (сокращенно «Проект верхней мантии»). Известно, что с тех пор исследования по этому проекту развивались весьма успешно, и им мы обязаны прогрессу наших знаний о земных глубинах, достигнутому в последние годы.

Еще более выразительно значение тех же задач было подчеркнуто, когда в народнохозяйственный план Советского Союза на пятилетие 1971—1975 гг. в качестве государственно важной была включена проблема «Изучить геологическими, геофизическими и геохимическими методами строение и развитие земной коры и верхней мантии в их взаимосвязи с целью выяснения условий формирования полезных ископаемых».

В Московском государственном университете уже в течение нескольких лет разрабатывается межфакультетская тема, вполне совпадающая с содержанием только что названной проблемы. В разработке этой темы принимают участие геологический, географический и физический факультеты. Разделы темы охватывают с той или иной степенью полноты все основные направления геонии: изучение строения верхней мантии и процессов, протекающих в ней, исследование форм воздействия верхней мантии на кору, выраженных главным образом в виде тектонических и метаморфических процессов, выяснение физического механизма тектонических деформаций в коре. Во всех этих направлениях уже достигнуты заметные результаты.

Предлагаемый сборник является первым, в котором излагаются некоторые из таких результатов. Основная часть сборника посвящена результатам в области тектонофизики. Здесь формулируются некоторые общие принципы механизма тектонических деформаций. Тектонофизические исследования выполнялись на основе детального изучения природных тектонических структур и использования методов моделирования и математического анализа. Геохимия в сборнике представлена статьей, трактующей очень широкий вопрос общей направленности геохимических процессов в геологической истории Земли.

В геофизическом разделе сборника рассматриваются некоторые стороны магнитных свойств горных пород и методические возможности изучения длиннопериодных микросейсм.

Мы надеемся в следующих аналогичных сборниках освещать геонимические исследования, ведущиеся в МГУ, более равномерно.

В. В. Белоусов

В. В. Белоусов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ БОЛЬШИХ ДЕФОРМАЦИЙ В НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ

(применительно к тектоническим условиям)

В курсах структурной геологии и геотектоники обычно рассматриваются некоторые общие вопросы физического механизма деформаций твердых тел и их разрушения. Однако, как правило, приводимые сведения ограничиваются началами теории бесконечно малых деформаций в изотропных телах, поскольку только такая теория разработана и излагается в специальных руководствах по механике и физике твердых тел.

Между тем тектонические деформации — это всегда деформации большого размера, происходящие в неоднородной среде. Они имеют место в условиях приложения сил не к отдельным точкам на поверхности деформируемых тел, а к значительным их поверхностям. Тектонические деформации находятся под влиянием объемных гравитационных сил, а наиболее крупные деформации, возможно, и полностью этими силами определяются. Образование трещин, на возникновении которых заканчивается физически разработанная теория разрушения твердых тел, в тектонической обстановке превращается в длительный процесс, идущий одновременно с продолжающейся в окружающем массиве пластической деформацией. Большое влияние на ход и результат тектонических деформаций оказывает изменчивость деформационных свойств горных пород. Их реакция на механические нагрузки меняется в процессе самой деформации.

В этой статье автор не ставит перед собой задачу разработать теорию больших тектонических деформаций со всеми их сложностями. Такая задача сейчас, по-видимому, решена быть не может. Однако можно попытаться рассмотреть главнейшие условия, влияющие на развитие тектонических деформаций, и выяснить, в каких направлениях те или иные конкретные условия на тектонические деформации влияют. Именно эту ограниченную задачу

и ставит перед собой автор, полагая, что даже качественное и приблизительное описание основных особенностей и элементов больших деформаций неоднородных твердых тел необходимо как первый шаг к разработке в будущем более точной теории.

Изменчивость деформационных свойств горных пород

Деформационные свойства твердых тел (модули Юнга и сдвига, вязкость, прочность) меняются с изменением температуры, всестороннего давления, величины и длительности напряжений. Они меняются также от скорости деформаций. Когда горная порода подвергается длительному деформированию или деформирование ее неоднократно возобновляется, вполне вероятно, что в процессе деформирования или в разные его «фазы» свойства породы могут оказаться разными. Различия могут возникать от изменений глубины залегания (в результате накопления новых пород или, наоборот, размыва части нагрузки), температуры, величины тектонических сил, скорости деформирования. Поэтому одна и та же порода в разное время может быть то хрупкой, то пластичной.

Таблица 1

Модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (ν) для некоторых горных пород при нормальной температуре и давлении в 1 атм
(по Ф. Берчу, 1966)

Порода	E , мегабары ($\text{кг}/\text{см}^2 \cdot 10^6$)	ν
Андезит	0,40—0,54	0,16—0,18
Анортозит	0,82	0,26
Базальт	0,45—1,11	0,22—0,25
Диабаз	0,72—1,16	0,10—0,28
Диорит	0,55—0,87	—
Дунит	0,89—1,95	0,27—0,40
Габбро	0,58—1,08	0,11—0,27
Гнейс	0,03—0,29	0,03—0,15
Гранит	0,21—0,61	0,04—0,27
Известняк	0,17—0,79	0,16—0,32
Песчаник	0,06—1,00	0,06—0,11

В табл. 1 приведены данные о величине модуля Юнга для некоторых горных пород при нормальной температуре и давлении в 1 атм. Из таблицы видно, что породы, известные под одним петрографическим названием, имеют различные упругие характеристики.

В табл. 2 приведены сведения о зависимости модуля Юнга от всестороннего давления.

В табл. 3 сведены весьма скудные имеющиеся данные о вязкости горных пород при комнатной температуре, но различных

всестороннем давлении и касательном напряжении. Из табл. 3 на примере глинистого сланца, известняка и гипса хорошо видна зависимость вязкости от касательных напряжений. Вязкость падает

Таблица 2

Изменение модуля Юнга (E) при различном всестороннем давлении по отношению к модулю Юнга при давлении в 1 атм (E_0) (величина E/E_0) (по Ф. Берцу, 1966)

Порода	Всестороннее давление, кг/см ²			
	300	900	2000	4000
Базальт.	1,25	1,5	1,7	—
Базальт.	1,4	1,6	1,8	1,95
Габбро	1,1	1,4	1,8	2,1
Габбро	1,5	2,1	2,6	3,2
Песчаник	1,1	1,3	1,5	—

Таблица 3

Вязкость образцов горных пород при комнатной температуре (по М. В. Гзовскому, 1963)

Порода	Всестороннее давление, кг/см ²	Максимальные касательные напряжения ($\tau_{\text{макс}}$), кг/см ²	Вязкость, пуазы
Гранит	1	140	10^{18}
Глинистый сланец	1	85	$8,5 \times 10^{17}$
Глинистый сланец	1	68	$3,4 \times 10^{18}$
Песчаник	1	86	$8,6 \times 10^{17}$
Известняк	1	700	$> 2 \times 10^{22}$
Известняк	10 000	3380	$2,2 \times 10^{14}$
Известняк	10 000	2750	$9,3 \times 10^{14}$
Известняк	10 000	2200	$3,1 \times 10^{15}$
Гипс сухой	1	210	$2,4 \times 10^{19}$
Гипс в насыщенном водном растворе	1	150	$0,4 \times 10^{16}$
То же	1	125	$1,6 \times 10^{16}$
» »	1	100	$2,6 \times 10^{16}$
» »	1	90	$5,1 \times 10^{16}$
» »	1	80	$6,04 \times 10^{16}$
» »	1	75	$6,36 \times 10^{16}$
» »	1	62	$14,4 \times 10^{16}$
» »	1	51	$3,8 \times 10^{17}$
» »	1 000	150	$6,0 \times 10^{14}$
» »	1 000	125	$2,7 \times 10^{15}$
» »	1 000	100	$1,47 \times 10^{15}$
Каменная соль	1	30	$3,0 \times 10^{17}$
Каменная соль	1	10	$2,0 \times 10^{18}$

при повышении касательных напряжений и возрастает с понижением последних. Вязкость известняка, например, при усилении касательных напряжений с 2200 до 3380 кг/см^2 уменьшается почти в полтора раза.

Вязкость также сильно зависит от температуры. С подъемом последней вязкость падает. М. П. Воларович (Гзовский, 1963) исследовал вязкость некоторых пород при температурах, близких к температуре их плавления, и нашел, что вязкость дацита падает от 10^{10} пуазов (сокращенно *пз*) при 1000° до $10^{7,5}$ *пз* при 1100° , вязкость андезита уменьшается от 10^{11} *пз* при 900° до $10^{9,5}$ *пз* при 1150° , а вязкость базальта снижается от 10^{10} *пз* при 1000° до $10^{8,5}$ *пз* при 1200° .

Расплавленный оливиновый базальт при температуре 1300° имеет вязкость 173 *пз*, а при 1400° его вязкость падает до 120 *пз*. Кислая лава (обсидиан) в расплавленном состоянии имеет значительно бóльшую вязкость (до $4,4 \times 10^6$ *пз* при 1400°).

Таблица 4

Кратковременная прочность сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре
(по М. В. Гзовскому, 1963)

Порода	Прочность на отрыв, кг/см^2	Прочность на скалывание, кг/см^2		
		минимальная	максимальная	средняя статистическая
Гранит	30	600	1800	750
Диабаз	50	650	2300	900
Кварцит	80	130	1600	1000
Мрамор	50	120	1300	500
Песчаник	20—60	200	750	—
Глинистый сланец	30—40	180	260	—
Каменная соль	15—50	90	—	—

Попытки определить суммарную вязкость природных толщ горных пород не вышли из стадии первых чрезвычайно грубых оценок. По В. А. Магницкому (1965), вязкость всей земной коры в целом равна 10^{20} — 10^{22} *пз* и имеет период релаксации от десятков до тысяч лет.

М. В. Гзовский (1963) считает, что природные толщи пород могут быть разделены на четыре категории. В первую категорию входят наименее вязкие комплексы пород: глины, соли, гипсы, тонкослоистые алевролитоглинистые толщи. Их вязкость при увеличении напряжений от малой величины до 150 кг/см^2 изменяется от $10^{18,5}$ до 10^{15} *пз*. Вторая категория представлена тонкослоистыми известняково-мергелистыми, песчано-глинистыми толщами. Их вязкость при тех же условиях изменяется от $10^{19,5}$ до 10^{16} *пз*. Третья категория состоит из слабослоистых песчаниковых, конгломератовых, карбонатных, вулканогенных, а также ранее

сильнодислоцированных и слабометаморфизованных песчано-глинистых толщ (изменение вязкости от 10^{21} до 10^{18} пз). К четвертой категории относятся граниты, другие интрузивные породы, гнейсы и кристаллические сланцы. Вязкость этих пород при касательных напряжениях 150—200 кг/см² равна 10^{20} — 10^{19} пз.

В табл. 4 приведены некоторые данные о кратковременной прочности сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре.

Таблица 5

Прочность на скалывание некоторых горных пород при различном всестороннем давлении
(по Дж. Хэндину, 1966)

Порода	Прочность на скалывание (кг/см ²) при всестороннем давлении (килобары)				
	10	20	30	40	50
Базальт	2 900	7 500	13 000	14 000	17 000
Обсидиан	3 800	8 000	12 000	14 000	15 000
Пироксенит	2 700	6 300	9 000	12 000	14 000
Известняк	1 000	3 400	5 700	6 800	7 200
Каменная соль	900	1 800	2 200	2 400	2 900

В табл. 5 приведены данные, указывающие на возрастание прочности на скалывание с ростом всестороннего давления.

Чрезвычайно большую роль в определении деформационных свойств горных пород играет содержащаяся в порах породы вода. Присутствие воды сильно понижает вязкость породы, ее сопротивляемость деформационным силам. Порода приобретает большую текучесть. Хорошо известны плавунуны — пески, насыщенные водой, превратившиеся в текучую массу. При скольжении одних участков пород по другим вода действует как смазка, сильно уменьшая трение.

Эксперименты с гипсом и серпентинитом показали, что, когда при нагревании (гипса до 100°, серпентинита до 500—600°) происходит их дегидратация и выделяется поровая вода, предел пластичности этих пород значительно снижается. Например, для серпентинита при всестороннем давлении 3,5 кбар, температуре 25° предел пластичности равен 5,5 кбар касательных напряжений.

При нагревании до 500° он спускается до 3,5 кбар, а при 600° падает до 1,5 кбар. Но такое увеличение мягкости породы сохраняется только до тех пор, пока выделившаяся вода остается в порах. Если дать воде выйти из породы, предел пластичности сразу повышается (Heard, Rubey, 1966; Raleigh, Paterson, 1965).

Свойства пород меняются не только с изменением термодинамических условий, но и в процессе деформации в связи с тем, что

различные зерна, из которых состоит порода, деформируются обычно не одновременно, а последовательно.

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

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

Учитывая все сказанное, следует заключить, что имеющиеся в литературе и частично приведенные выше данные о деформационных свойствах горных пород весьма приближенны и могут служить только для самой грубой ориентировки. Наибольшее значение имеют сведения, указывающие на характер изменения тех или иных свойств с изменением условий (температуры, давления, величины напряжений, скорости деформации). Но таких сведений чрезвычайно мало и в этом направлении вся работа еще впереди.

Сейчас можно лишь сказать, что повышение температуры в общем ведет к понижению вязкости горных пород и их прочности на скалывание. С понижением температуры вязкость и прочность на скалывание возрастают. Понижение вязкости вызывается и возрастанием касательных напряжений.

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

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

Следует, кроме того, учесть, что если мы в дальнейшем и получим более полные сведения о деформационных свойствах от-

дельных горных пород в разных условиях, перед нами возникнут новые трудности, которые необходимо будет преодолеть, чтобы перейти от свойств образцов горных пород «лабораторного размера» к свойствам больших массивов и толщ горных пород, слагающих земную кору. Свойства большого массива пород со всеми его внутренними неоднородностями отнюдь не являются результатом суммирования свойств отдельных входящих в массив пород так же, как свойства породы не создаются путем простого суммирования свойств отдельных минеральных зерен.

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

Неустойчивость пластической деформации

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

Первоначальный толчок к неравномерности деформации, вероятно, дают неоднородности в строении деформируемого тела, наличие в нем ослабленных участков. Однако возможно, что неравномерность деформации не связана с первичными неоднородностями среды, а имеет чисто энергетическую природу, поскольку концентрация большей и относительно быстрой деформации в ограниченных участках тела энергетически «выгодней», чем равномерно распределенная по всему объему малая и медленная деформация. Дело в том, что концентрация деформации означает концентрацию напряжений, что, как мы видели, ведет к понижению вязкости. Поэтому на концентрированную деформацию опре-

деленного размера требуется затрата меньшей энергии, чем на рассеянную деформацию того же суммарного размера. В этих условиях процесс концентрации деформации, раз начавшись, должен развиваться лавинообразно.

При пластическом растяжении неустойчивость деформации проявляется в образовании шейки. Растягиваемый пластичный стержень деформируется равномерно только вначале, пока деформация еще очень невелика. По мере того как деформация возрастает, она концентрируется в некоторой зоне стержня, и эта зона становится все более узкой. В зоне концентрации сечение стержня сокращается, что при сохранении величины нагрузки ведет к соответствующему повышению напряжений. В результате вязкость в зоне узкого сечения падает, и это приводит к лавинообразному ускорению процесса деформации. Последняя заканчивается разрывом, когда концентрация напряжений достигает предела прочности.

Шейки образуются в слоях горных пород, подвергаемых растяжению. Полнее о механизме этого явления применительно к тектонической обстановке удобнее будет говорить несколько позже.

Неустойчивость пластической деформации проявляется и при сжатии. Особенно яркое ее выражение наблюдается при сжатии (как упругом, так и пластическом) тонких пластин в направлении их плоскости (продольное сжатие). Пластинки деформируются вполне равномерно (т. е. сокращаются в направлении оси сжатия и утолщаются в перпендикулярном направлении) лишь в самом начале деформации, а затем теряют устойчивость и изгибаются. В геологической обстановке именно так образуются «складки продольного изгиба», т. е. изгибы слоев горных пород, образовавшиеся под влиянием сжатия, направленного параллельно слоям. Складки продольного изгиба возникают тогда, когда изгиб требует меньшей затраты работы, чем равномерное сокращение слоя в одном направлении и утолщение его в другом без изгиба. Для каждой породы и для каждого данных условий (температуры, всестороннего давления, величины напряжений) существует некоторая критическая толщина слоя. Когда слой оказывается толще, он деформируется без изгиба, когда же он тоньше критической толщины, он мнется в складки.

При переходе от одной породы к другой с иной вязкостью меняется и критическая толщина слоев. Чем ниже вязкость породы, тем тоньше слои, которые могут при продольном сжатии деформироваться без изгиба.

Но и в тех случаях, когда продольное сжатие вызывает изгиб слоя, наряду с изгибом обычно развивается и равномерная деформация слоя (ее мы можем назвать продольным сплющиванием). Следовательно, сокращение горизонтальной проекции слоя при его продольном сжатии осуществляется комбинированным действием двух одновременно развивающихся процессов: изгиба и равно-

мерного продольного сплющивания. Однако относительная роль этих двух процессов в разных случаях различна. Сокращение горизонтальной проекции слоя в результате только продольного сплющивания или только изгиба в складки представляет крайние случаи. Первый может проявиться в очень толстых слоях пород с низкой вязкостью, второй в чистом виде проявляется в тонких слоях наиболее твердых пород (Ramsay, 1967, стр. 372 и ссылки на литературу; Chapple, 1968).

Относительное значение двух указанных механизмов в сокращении горизонтальной проекции слоя в обстановке его продольного сжатия зависит также и от взаимоотношения слоев между собой.

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

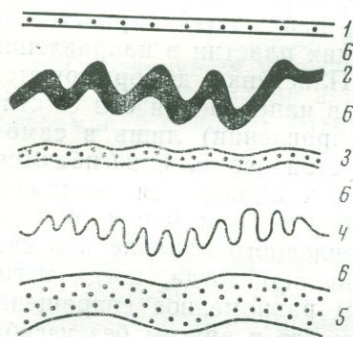


Рис. 1. Дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость, при одинаковом продольном сокращении (по Рамбергу из Рамзея, 1967).

Вязкость среды 6 близка к вязкости слоя 1. Вязкость других слоев возрастает в последовательности 5—3—2—4

Взаимоотношение между изгибом и равномерным продольным сплющиванием зависит также и от различия между вязкостью данного слоя и вязкостью той среды, в которую он погружен. Если слой с большей вязкостью находится внутри неслойистой среды с меньшей вязкостью, то чем больше контраст между вязкостями слоя и среды, тем в большей мере при продольном сжатии слоя превалирует механизм изгиба. Если в одну и ту же среду с относительно низкой вязкостью погружены слои с большей, но разной вязкостью, то в силу только что отмеченной закономерности при одном и том же горизонтальном сокращении слои окажутся смятыми в складки разного размера (т. е. складчатость будет дисгармоничной) (рис. 1). Двойственность механизма продольного сокращения слоистых толщ представляет большой интерес и должна учитываться при объяснении складчатых структурных форм.

Мы видим, что размер складок зависит от ряда факторов: толщины слоев, трения между ними, вязкости пород, различий между вязкостями соседних слоев. Для больших складок имеет значение и сила тяжести. Последняя определяет максимальный возможный размер складок. Чем больше складка, тем больше нужны напряжения для преодоления силы тяжести при ее образовании. Очевидно, что они не могут превышать предел прочности пород. Если такой предел будет достигнут, складка сама себя раздавит. Очень приблизительные расчеты привели к выводу, что ширина складки продольного изгиба не может превышать 7 км (Ramberg, Stephansson, 1964).

Интересно отметить, что, если бы не было зависимости вязкости от величины напряжений, складки принимали бы веерообразную с округлыми замками форму. Однако гораздо чаще встречаются складки с острыми замками и почти прямыми крыльями. Эта форма — результат того, что в замках складок, где напряжения максимальны, максимально снижается вязкость, что и приводит к концентрации деформации именно в замках.

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

С особенностями механизма деформаций, происходящих в толщах, подвергаемых смятию в складки, связаны характер изменения формы складок при деформации и образование разных типов кливажа.

По мере сжатия складки поднимаются все выше и становятся все круче. Если силы сжатия остаются горизонтальными, то, чем круче поднимаются слои, тем сильнее они расплющиваются. Уменьшение мощности слоя при его расплющивании сопровождается соответствующим его удлинением. Простое геометрическое построение показывает, что вместе с сокращением горизонтальных размеров смятой толщи и увеличением ее вертикальных размеров слои приобретают все более крутое залегание. Если, например, слой падал под углом 45° , и вместе с вмещающими породами подвергся горизонтальному сжатию на 100% (т. е. вдвое) и такому же вертикальному удлинению, то он теперь будет наклонен под углом 75° (рис. 2). После сжатия на 200% угол возрастет до 87° , т. е. практически слои станут вертикальными. Следовательно, при горизонтальном продольном сжатии складки растут в высоту, а залегание слоев приближается к вертикальному, и происходит это не в результате изгибания слоев, а в силу их раздавливания и растекания материала в вертикальном направлении. Отсюда следует, что для сильно сжатых слоистых толщ должны быть характерны изоклинальные складки. Это отвечает действительности.

В данном случае предполагалось, что вязкость рассматриваемого слоя равна вязкости вмещающей среды. Если же слой будет более вязким, чем вмещающая среда, то он не будет успевать равномерно деформироваться вместе со средой и удлинение его приведет к разлнзованию и будинажу.

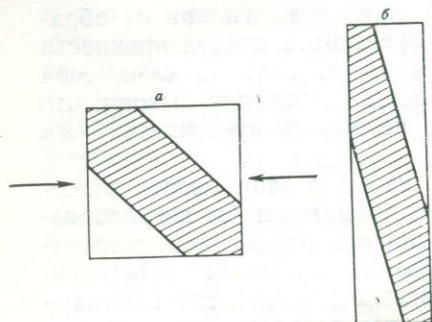


Рис. 2. Удлинение и изменение угла падения наклонного слоя при горизонтальном сокращении и вертикальном удлинении (схема):
a — первоначальное положение; *б* — после горизонтального сокращения и вертикального удлинения на 100 %

Образование типичного «пронизывающего» кливажа течения несомненно связано с расплющиванием породы и перекристаллизацией ее материала с ориентировкой плоских минералов (слюды, хлорита, серицита и т. п.) в направлении, перпендикулярном оси максимального сжатия. На сплющивание силой, направленной перпендикулярно к кливажу, указывает изменение формы различных включений — оолитов, конкреций, окаменелостей. Об этом же говорят птигматитовые складки, образуемые различными жилками кварца или кальцита, пересекающими кливажированную толщу. Осевые поверхности таких складок лежат в плоскости кливажа. Материал жилки не мог быть равномерно сплюснен в плоскости жилки и последняя поэтому смялась в складки, тогда как вмещающая, более пластичная глинистая масса под влиянием того же давления была равномерно сплющена и в ней образовался кливаж. Следовательно, складки, развитые в одних слоях, могут быть частично или полностью заменены кливажем в других.

Встречается, однако, кливаж, макроскопически неотличимый от типичного кливажа течения, но имеющий совершенно иное микроскопическое строение. Этот кливаж характеризуется тем, что плоская ориентировка слюд и других минералов не пронизывает его равномерно, а концентрируется в отдельных узких полосках. Микрослой в этих полосках образуют сильно растянутые флексуры (рис. 3).

Такие особенности строения указывают на то, что данная разновидность кливажа образуется не столько путем расплющивания породы, сколько в результате скольжения ее пластин (в доли или в несколько миллиметров толщиной) относительно друг друга. Поэтому такой кливаж можно назвать кливажем скольжения. По-видимому, он развит преимущественно по периферии областей, охваченных кливажем, и отражает переход от типичного пронизывающего кливажа течения к толщам, лишенным кливажа.

Подобно кливажу течения он параллелен осевым поверхностям складок.

Относительно происхождения этого типа кливажа можно предположить следующее.

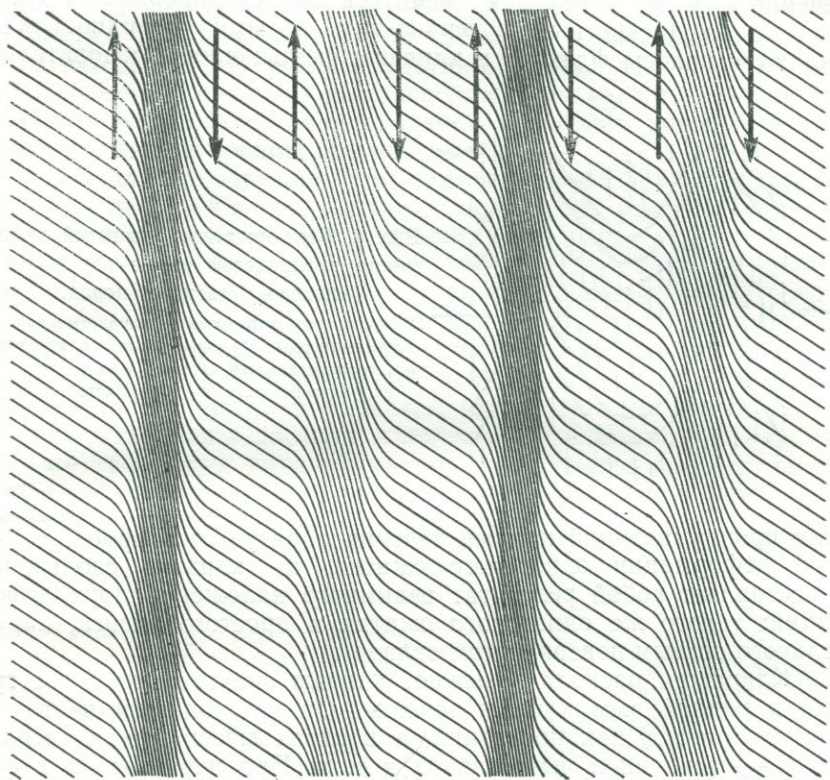


Рис. 3. Кливаж скольжения (зарисовка по микрофотографии Н. Б. Лебедевой).

Стрелки указывают направление относительного скольжения в полосах микрофлексур. Наклонные линии — микрослои

Если сплющиванию подвергается очень мощная толща глин, то последние деформируются равномерно, без смятия в складки, и в ней возникает при перекристаллизации под ориентированным давлением пронизывающий кливаж течения.

Если же среди глинистых толщ присутствуют достаточно мощные слои более вязких пород — песчаников, известняков и других, — то последние изгибаются в складки. При этом глинистый материал, вмещающий эти слои, не только сплющивается, но, следуя за изгибами более твердых слоев, смещается так, как

это показано на рис. 4. Эти смещения носят сдвиговый характер, и сдвиги направлены параллельно осевым поверхностям складок.

Выше уже было сказано, что пластические деформации, в том числе и сдвиговые, неустойчивы, и рассеянное равномерное течение поэтому стремится смениться концентрированным скольжением по дискретным поверхностям. Такими поверхностями и являются полосы флексур в кливаже скольжения. Следовательно,

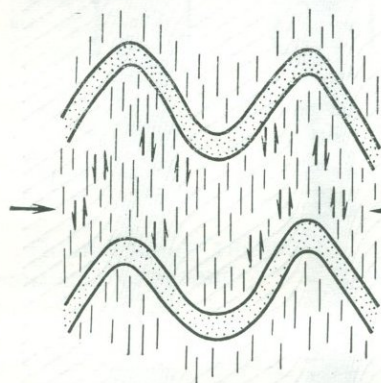


Рис. 4. Возникновение сдвиговой деформации в глинистой толще при наличии прослоев твердых пород.

Вертикальная штриховка — глинистые породы; точки — твердые породы; большие стрелки — ось горизонтального сжатия; малые стрелки — направление сдвигов в глинистой толще

если пронизывающий кливаж течения образуется в процессе простой деформации одноосного сжатия, то кливаж скольжения представляет собой результат взаимного наложения двух деформаций: такого же одноосного сжатия и простого сдвига, параллельного осевым поверхностям складок.

Кливажем раскола называют кливаж значительно более грубый и редкий, чем кливаж течения. Он наблюдается не в глинистых толщах, как последний, а в слоях массивных и твердых пород — песчаников, известняков и т. п. При переходе от глинистой толщи к слоям более твердых пород, помимо изменения частоты кливажа наблюдается также и его преломление. Параллельность осевым поверхностям складок, типичная для кливажа течения, сменяется веерообразным залеганием кливажа раскола, образующим веера, расходящиеся вверх на антиклиналях и вниз — в синклиналях. При этом угол преломления тем больше, чем резче различия в механических свойствах двух пород — глинистой и более твердой. Однако, если состав пород и, следовательно, их свойства меняются постепенно, то столь же постепенно изменяется и залегание кливажа (Гончаров, 1963). Это указывает на то, что имеется какая-то внутренняя связь в механизме образования обоих кливажей: течения и раскола.

По-видимому, кливаж раскола следует связывать с растяжением более вязких слоев, подвергаемых сжатию внутри значительно более текучей глинистой толщи. В результате растяжения

в вязком слое появляются трещины. Но положение их относительно слоя может быть различным. В более твердых и хрупких элементах слоя — в твердых зернах или твердом цементе — будут возникать трещины отрыва, перпендикулярные к слою. В более мягких элементах того же слоя будут возникать трещины скалывания, расположенные под углом 45° к слою, а в наиболее мягких элементах, приближающихся по свойствам к вмещающим глинистым толщам, где в процессе сжатия образовалась плоская ориентировка минералов, трещины расположатся параллельно кливажу: ориентировка создаст неоднородность строения, которая и определит положение трещин при растяжении.

Совершенно очевидно, что относительное значение трещин того или иного направления будет зависеть от относительного количества в слое элементов с разными свойствами.

Представим себе теперь, что поверхности кливажа раскола создаются путем объединения отдельных трещин. Тогда среднее направление поверхности будет зависеть также от относительного значения количества элементов с различными свойствами в той части слоя, которая пересекается поверхностью. Чем больше мягких глинистых частиц в слое, тем ближе среднее положение поверхности кливажа раскола к положению кливажа течения. Чем больше твердых и хрупких частиц, тем больше среднее направление той же поверхности приблизится к положению, перпендикулярному к слою (рис. 5).

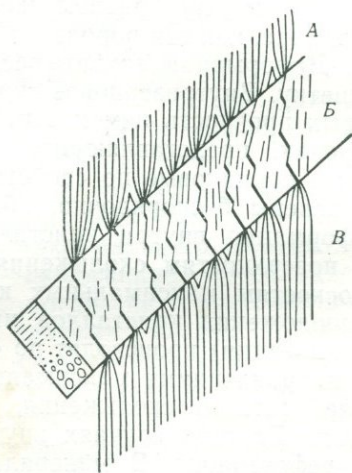


Рис. 5. Образование кливажа раскола в твердых слоях.

А и В — пластичные глинистые толщи с кливажем течения; Б — твердый слой. Колонка слева указывает смену материала в слое от грубого и твердого внизу до тонкого и пластичного сверху. Зигзагообразные поверхности кливажа раскола состоят из трещин отрыва (толстые участки) и трещин скалывания (тонкие участки). Количество тех и других меняется с изменением состава материала в слое

Эта гипотеза, которая требует проверки и подтверждения, объясняет преломление кливажа и возможность постепенного изменения его положения при постепенном же изменении состава пород.

Влияние неоднородного строения горных пород и их толщ на развитие пластических деформаций

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

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

При внутризерновом скольжении каждое зерно деформируется так же, как вся порода.

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

В некоторых случаях внутризерновое скольжение заменяется раздроблением зерен (катаклиз), после чего происходит перерас-

пределение возникших малых зерен, как при межзерновом скольжении.

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

Таким образом, при межзерновом скольжении деформация породы происходит в результате перегруппировки зерен, но последние, хотя и поворачиваются, не испытывают внутренних деформаций. Когда ребенок из мокрого песка лепит фигурки, он деформирует песок путем межзернового скольжения, вызывая относительные перемещения песчинок, но оставляя последние недеформированными. При межзерновом скольжении у плоских и призматических зерен имеется тенденция ориентироваться параллельно скольжению, т. е. приблизительно параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений.

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

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

Повсеместно в развитии тектонических деформаций проявляются неравномерности более крупного масштаба, чем зернистость. Они выражаются в «кусковом» (или «глыбовом») характере деформаций. Деформируемая порода оказывается разделенной на крупные куски, измеряемые десятками сантиметров,

которые внутри себя почти не деформируются, а вся деформация оказывается сосредоточенной на границах между кусками. Куски только несколько поворачиваются.

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

Распределенный характер приложения сил

В геологической обстановке силы прикладываются к слоям, будучи всегда распределены по той или иной площади. Существенное значение имеют величина этой площади и ее ориентировка по отношению к слоям. Например, если представить себе изолированный слой горной породы, как бы висящий в воздухе, и вообразить, что он подвергается растяжению двумя противоположно направленными силами, приложенными к его торцам, то очевидно, что появление одной-единственной шейки с концентрацией в ней деформации снимет значительную часть напряжений в других частях слоя; а после появления одного-единственного разрыва напряжения полностью исчезнут.

Если же силы растяжения распределены на большой площади по поверхности слоя (представить себе это состояние можно вообразив, что слой лежит на резиновом листе, который растягивается), то каждая шейка или каждый разрыв снимают напряжения лишь в своей непосредственной близости, тогда как во всех других частях слоя напряжения сохраняются. Это приведет к возникновению не одной, а многих шеек и разрывов, повторяющихся на площади растяжения. Пример — растяжение более вязкого слоя среди двух менее вязких слоев.

Если пачка из трех слоев (более вязкий между двумя менее вязкими) подвергается раздавливанию силами, направленными нормально к слоям, и материал последних имеет возможность растекаться в противоположных направлениях (рис. 6), то благодаря меньшей вязкости верхний и нижний слои деформируются с большей скоростью, чем заключенный между ними более вязкий слой. Следовательно, верхний и нижний слои текут вдоль поверх-

ности среднего слоя. На границах между слоями различной вязкости возникают силы трения, которые стремятся растянуть слой большей вязкости. Чрезвычайно существенно то, что силы растяжения по отношению к слою большей вязкости оказываются повсеместными в пределах всей площади растяжения: каждый участок поверхности более вязкого слоя растягивается независимо от других участков, которые также растягиваются.

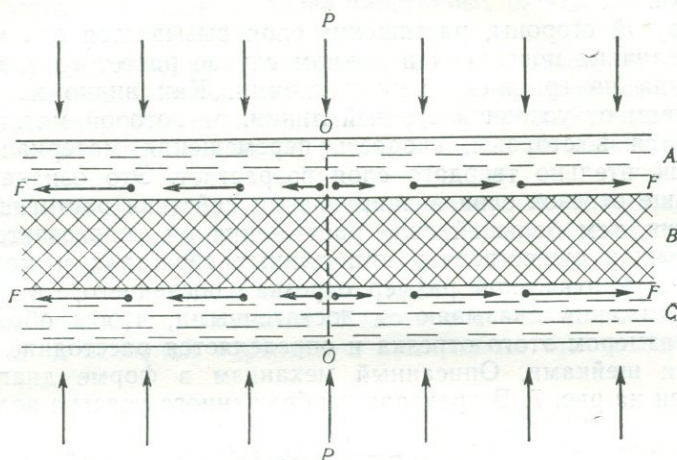


Рис. 6. Растяжение более вязкого слоя между двумя менее вязкими при раздавливании силами, направленными нормально к слоям:

B — твердый слой; *A* и *C* — мягкие слои; *P* — направление раздавливания

Графически на рис. 6 повсеместное растяжение изображено уменьшающимся с удалением от линии *OO'* размером стрелок *F*, изображающих скорость течения материала менее вязких слоев *A* и *C* относительно более вязкого слоя *B*. Однако следует отметить, что средняя линия *OO'* условна. На самом деле растекание происходит от любой точки на поверхности твердого слоя, и «средних» линий существует бесчисленное множество.

Представим себе, что растяжение привело к образованию первой шейки. Поскольку растяжение проявляется на поверхности более вязкого слоя на всей той площади, на которой распределены приложенные к пачке слоев силы сжатия, возникшая шейка не будет препятствовать образованию и других шеек на всей указанной площади. Но расстояния между отдельными шейками не будут случайными: они будут определяться соотношением размера растягивающих сил на поверхности слоя и «сопротивляемости» последнего пластической деформации. Чтобы начала образовываться шейка, необходимо, чтобы силы растяжения, действующие на данном сечении слоя, достигли размера, обеспечивающего преодоление предела ползучести на каждой элементарной площадке сече-

ния. Предел ползучести выражается в напряжении, т. е. в силе, действующей на один квадратный сантиметр. Следовательно, для образования шейки на площади всего сечения слоя силы растяжения должны быть равны пределу ползучести, умноженному на сечение слоя. Если ограничиться двумерной задачей, то предел ползучести следует умножить на мощность слоя: чем больше мощность, тем больше должны быть силы растяжения для образования шейки.

С другой стороны, растяжение слоя вызывается силами трения, а величина последних в данном случае растет со скоростью скольжения по границам между слоями. Как видно из рис. 6, с удалением от условной средней линии, от которой мягкие слои растекаются в стороны, скорость перемещения материала этих слоев относительно твердого слоя возрастает. Это означает, что чем больше отрезок слоя в направлении действия растягивающих сил трения, тем большей силе растяжения он подвергается. Поэтому должен существовать при данных свойствах и мощности слоя такой критический размер отрезка последнего, в котором силы растяжения оказываются достаточными, чтобы образовать шейку. Размером этого отрезка и определяется расстояние между соседними шейками. Описанный механизм в форме диаграммы изображен на рис. 7. В пределах изображенного участка возникает

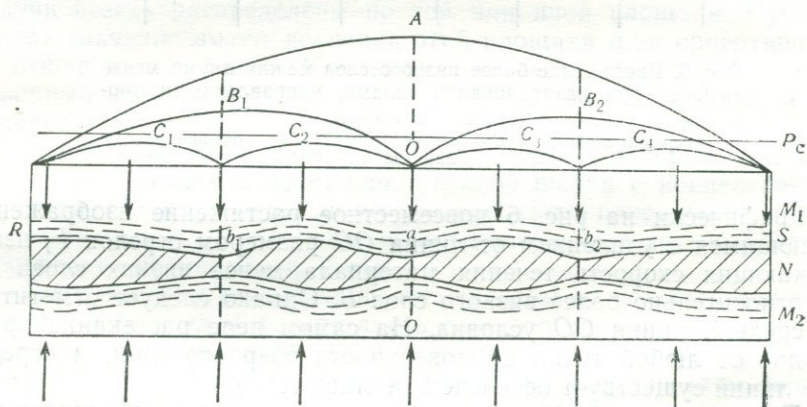


Рис. 7. Схема механизма разлинзования твердого слоя, растянутого между двумя мягкими (объяснение в тексте):
 N — твердый слой; M_1 и M_2 — мягкие слои

суммарное растягивающее напряжение A , которое превышает предел пластичности P_c ; поэтому образуется шейка a ; после этого растяжение продолжается на отрезках Ra и aS , в пределах которых растягивающие суммарные напряжения B_1 и B_2 все еще больше предела пластичности P_c , в связи с чем образуются шейки b_1 и b_2 ; теперь растяжение сохраняется на участках Rb_1 , b_1a , ab_2 и b_2S ; напряжения в пределах этих участков C_1 , C_2 , C_3 и C_4 меньше предела пластичности P_c и новые шейки не образуются.

Образование в слое многократно повторяющихся шеек представляет собой явление разлинзования слоя.

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

Распределенное растяжение может создаваться не только в слоях, подвергнутых нормальному сжатию, но и на своде поднимающегося купола. В последнем случае каждый нижележащий слой изгибает вышележащий, подвергая его растяжению по всей его площади.

Такое же распределенное приложение сил может создаться и при деформации сдвига, когда последний охватывает значительный участок пород. В этом случае сдвиг может сопровождаться многократно и ритмично повторяющимися трещинами отрыва, расположенными нормально к главной оси растяжения, т. е. под углом 45° к основной паре сил и кулисно по отношению друг к другу.

Неоднородность больших деформаций.

Одновременное развитие пластических и разрывных деформаций

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

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

Постепенный рост характерен как для разрывов скальвания, так и для разрывов отрыва. В том и другом случаях вначале образуются отдельные мелкие разрывы, которые постепенно объединяются в крупные. При этом происходит концентрация процесса разрушения на все меньшем числе разрывов с одновременным увеличением амплитуды смещения. Так, при образовании разрывов скальвания сначала в некоторой зоне возникают целые рои мелких трещин с очень малыми смещениями по каждой из них.

В дальнейшем некоторые из таких трещин объединяются в более крупные разрывы с большими амплитудами смещения, тогда как другие начальные трещины перестают развиваться. В конце концов в данной зоне образуется единый разрыв с суммарной амплитудой смещения. Такой процесс постепенной концентрации процесса разрушения особенно характерен для вязких разрывов скалывания, образующихся вслед за пластической деформацией и представляющих собой результат концентрации пластического течения на все меньшем числе поверхностей. Когда пластическое течение равномерно рассеяно между множеством поверхностей скольжения, каждое элементарное смещение имеет ничтожную амплитуду. По мере того как течение при сохранении все той же общей скорости деформации концентрируется на все меньшем числе поверхностей, амплитуда смещений по последним возрастает. С таким возрастанием амплитуды смещений и связано образование разрывов, которые завершают и продолжают процесс концентрации смещений.

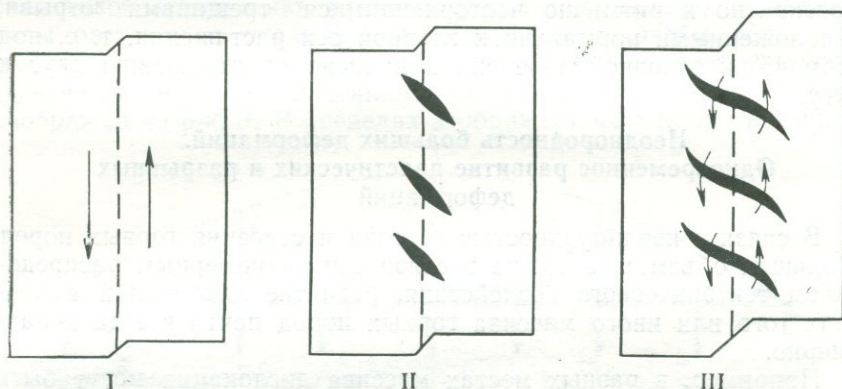


Рис. 8. Образование S-образных кулисных трещин отрыва в зоне сдвиговой деформации (схема, по М. В. Гзовскому, 1956):

I — схема сдвига; II — образование начальных трещин; III — рост трещин в длину одновременно с пластическим поворотом их средней, ранее образовавшейся части

Особый интерес представляют случаи, когда разрывы появляются и развиваются внутри массива, в целом продолжающего испытывать пластическую деформацию. В такой обстановке, например, пологие тектонические разрывы могут оказаться смятыми в складки. Если разрыв растет одновременно с продолжающейся в окружающей среде пластической деформацией, отдельные участки разрыва вовлекаются в деформацию последовательно и деформируются в разной степени. Так образуются S-образные кулисные трещины отрыва в зоне развивающейся сдвиговой пластической деформации (рис. 8). Первоначально в зоне сдвига возникают короткие трещины отрыва, ориентированные нормально к оси максимального растяжения, т. е. под углом приблизительно 45° к направлению сдвига. Поскольку деформация продолжается,

образовавшаяся трещина поворачивается. Но если она продолжает при этом расти в длину, то вновь образующиеся ее участки располагаются по-прежнему нормально к оси максимального растяжения, которая своего положения не изменила. В результате более ранние участки трещины оказываются закрученными сильнее, более поздние — меньше, а самые молодые, которые пластическая деформация еще не успела захватить, сохраняют первичное положение, определяемое осями напряжений (Гзовский, 1956).

Интерес представляет следующий эксперимент, поставленный Т. М. Гептнер. Блок глины прямоугольного сечения был подвергнут сдавливанию по одной оси в условиях, когда материал имел возможность высвободиться в направлении, перпендикулярном к оси сжатия (рис. 9). На некоторой, довольно ранней, стадии деформации в глине образовались трещины скалывания под углом, близким к 45° относительно оси сжатия. В процессе дальнейшей деформации эти трещины поворачивались, и угол, образуемый ими с осью сжатия, возрастал. Одновременно по трещинам продолжались смещения, определяемые тангенциальными напряжениями. Затем наступил момент, когда движения по трещинам прекратились и возникли новые трещины скалывания под углом 45° к оси сжатия (рис. 9, б). Отдельные трещины скалывания этой второй генерации упирались в трещины скалывания первой генерации и разрезали пластины между последними на ромбы (в плоском срезе). Продолжение сжатия вело к повороту трещин не только первой, но и второй генераций до тех пор, пока не возникли трещины скалывания третьей генерации, снова под углом 45° к оси сжатия, разделяющие первые ромбы на ромбы более мелкие (рис. 9, в).

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

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

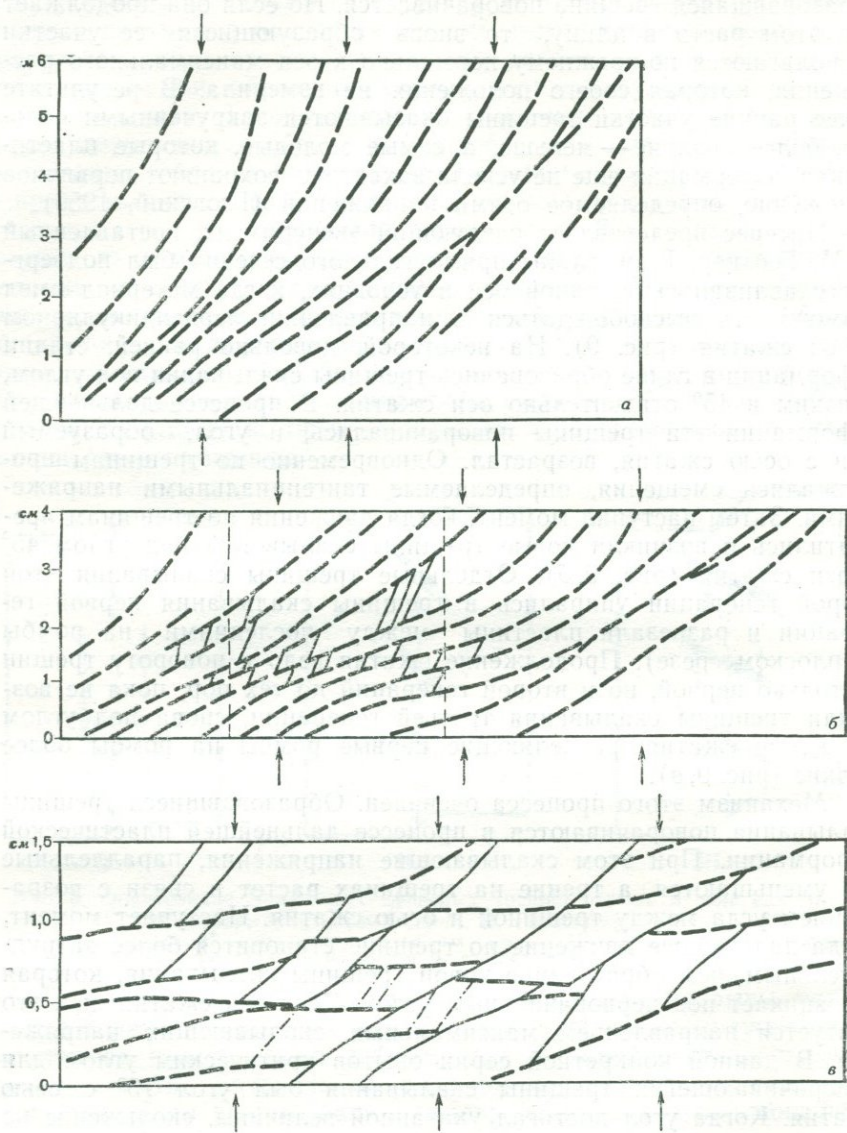


Рис. 9. Последовательное образование трещин скалывания одновременно с пластической деформацией (модель, по Т. М. Гептнер).

Стрелки — направление сжатия; увеличение размеров происходит в горизонтальном направлении; а — образование первой генерации трещин скалывания (толстый пунктир); б — образование второй генерации трещин скалывания (тонкие линии); в — образование третьей генерации трещин скалывания (штрих-пунктир). На рис. 9, в изображен в увеличенном масштабе участок, ограниченный на рис. 9, б тонким вертикальным пунктиром

циальные напряжения равны нулю и никакого скольжения вдоль трещины происходить не может.

Хотя максимальные касательные напряжения направлены под углом 45° к оси сжатия, в реальных средах устанавливается компромисс: трещина скалывания образуется под таким углом к оси сжатия, чтобы трение было возможно меньшим при достаточных касательных напряжениях. Очевидно, что такой «компромиссный» угол всегда меньше 45° к оси сжатия. Наблюдения показывают, что реальные углы между трещинами скалывания и осью сжатия различны для разных материалов и колеблются от 20° до 40° , приближаясь к 45° для наиболее мягких сред.

Если мы наблюдаем трещины скалывания, которые расположены под большим углом к оси сжатия, чем 45° , то это может явиться только результатом последующей пластической деформации, в процессе которой трещины поворачивались совершенно так же, как поворачивались бы любые включения или любые поверхности в деформируемом материале. Когда угол возрастает до критического размера, и дальнейшее скольжение по трещине оказывается невозможным, возникают новые трещины под тем углом, с которого начала свое существование трещина первой генерации.

Методический вывод отсюда заключается в том, что наблюдаемые в породах трещины скалывания необязательно должны находиться под углом 45° или меньше к оси сжатия и образовывать между собой прямой или меньший угол. Они могут располагаться и под значительно большими углами как с осью сжатия, так и между собой. Однако это всегда будет результатом деформации, следовавшей за образованием трещин и влиявшей на их положение. Поскольку менее вязкие породы при одинаковых напряжениях деформируются быстрее, чем более вязкие, естественно, что после некоторого периода воздействия одних и тех же тектонических сил на различные породы, в менее вязких породах трещины скалывания окажутся повернутыми на больший угол, чем в более вязких породах. Это может создать ложное впечатление, что первично трещины скалывания в менее вязких породах образовывались под углами большими 45° к оси сжатия.

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

Перераспределение напряжений в процессе деформации

Раз начавшись, деформация ведет к изменениям местных полей напряжений внутри породы, даже если общий характер воз-

действий сохраняется неизменным. Такое перераспределение напряжений связано с изменением как внутренней структуры, так и формы породы в процессе деформации.

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

Перераспределение напряжений, связанное с образованием разрывов, вызывает волнистость поверхностей тектонических разрывов. Это явление было рассмотрено М. В. Гзовским и Е. И. Чертовой (1953). Как только в напряженной горной породе образуется локальная трещина, траектории главных осей напряжений меняют свою форму¹. Из прямолинейных они превращаются в криволинейные и обходят трещину (рис. 10). В связи с этим оси растяжения или сжатия вблизи конца образовавшейся первичной трещины меняют свое направление и соответственно разрастание трещины происходит не прямо по продолжению первичной трещины, а с поворотом. Так возникает волнистость поверхностей тектонических разрывов. Например, если в результате сжатия на каком-то участке возникла трещина скалывания, то в силу указанной криволинейности осей максимального сжатия дальнейший ее рост будет происходить с дугообразным изгибом. А поскольку крупные разрывы являются всегда результатом объединения ряда мелких разрывов (см. выше), то они обычно состоят из многих примыкающих друг к другу и даже частично пересекающих друг друга дуг.

М. В. Гзовский (1954) приводит также пример перераспределения напряжений на своде выпуклой овальной складки (брахиантиклинали) в процессе ее роста под влиянием приложенных снизу вертикальных сил. Поскольку изгиб в поперечном направлении сильнее, чем в продольном, и несет с собой большие растягивающие напряжения, вначале образуются продольные по отношению к складке трещины. Но образование последних означает снятие поперечных растягивающих напряжений. Теперь ведущими становятся продольные растягивающие напряжения, связанные с изгибанием шарнира складки по простиранию. На этой стадии образуются поперечные трещины отрыва.

¹ Под «траекторией главных осей напряжений» здесь понимаются собранные по своему простиранию в цепочки главные оси напряжений в разных точках деформируемой среды.

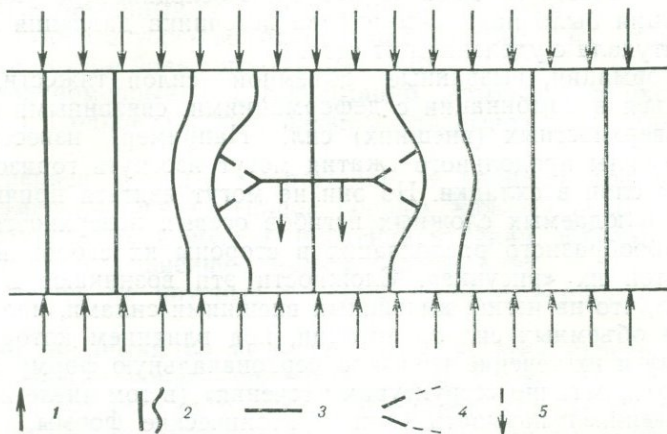


Рис. 10. Искривление траектории максимального сжатия вблизи трещины скалывания и изменение направления ее дальнейшего роста (по М. В. Гзовскому, 1954, с изменениями):
 1 — направление сжимающих сил; 2 — траектория максимального сжатия; 3 — первоначальный участок трещины; 4 — возможные направления дальнейшего роста трещины; 5 — наклон трещины

Влияние силы тяжести

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

Важнейшее свойство силы тяжести — то, что это объемная сила. Она действует не на поверхность тела, а на каждую частицу тела, как бы глубоко эта частица внутри тела не находилась. Таким образом, сила тяжести «достигает» любой участок земной коры и способна при благоприятных условиях вызвать в нем деформацию. Такой участок может быть полностью окружен недеформированными участками, что невозможно при действии на породы поверхностных сил (например, давления со стороны сосед-

него более жесткого массива пород). Последние требуют, чтобы деформация была наибольшей близ источника давления и постепенно затухала с удалением от него.

Деформации, вызванные объемной силой тяжести, могут встретиться в комбинации с деформациями, связанными с действием поверхностных (внешних) сил. Например, известно, что внешние силы продольного сжатия могут изогнуть горизонтально лежащие слои в складки. Но они не могут явиться причиной нередко наблюдаемых сложных изгибов осевых поверхностей складок, грибообразного расположения в стороны их сводов и других сложностей их «рисунка». Сложности эти возникают в результате того, что на изгиб, вызванный внешними силами, наложилось действие объемных сил гравитации, под влиянием которых слои «потекли» и их течение исказило первоначальную форму складок.

Кстати, логично «структурами течения» (в том числе и «складками течения») называть такие тектонические формы, которые образовались в основном под действием объемных сил.

Объемный характер силы тяжести особенно выразительно проявляется в тех случаях, когда в земной коре возникает «инверсия плотности», т. е. когда более плотные породы оказываются лежащими поверх менее плотных. Такие случаи могут возникать в результате как седиментационных, так и метаморфических и магматических процессов. Поскольку соль имеет меньшую плотность, чем многие другие осадочные породы, толща соли часто покрывается породами более тяжелыми. Точно так же расплавленная магма имеет, как правило, меньшую плотность, чем покрывающие ее метаморфические и осадочные породы. В этих условиях под влиянием объемной силы тяжести тяжелые породы стремятся тонуть, выжимая из-под себя более легкие породы, которые имеют тенденцию всплывать. Такая вертикальная циркуляция материала в земной коре, если она осуществляется, имеет чрезвычайно важное значение в формировании структуры коры (Белосусов, 1969).

* * *

Подводя итоги статьи, мы приходим к заключению, что механизм деформаций горных пород гораздо сложнее, чем механизм элементарных деформаций в малых однородных изотропных телах.

Осложняющими факторами являются:

а) изменчивость деформационных свойств пород, проявляющаяся даже в ходе одной деформации;

б) неустойчивость пластической деформации в слоистой среде, которая ведет к разлинзованию слоев или смятию их в складки;

в) неоднородность строения горных пород, влияющая на распределение движений в материале горных пород при их деформации;

г) распределенный характер приложения сил, что ведет к многократному повторению одностипных связных и разрывных дислокаций внутри большого объема пород;

д) неравномерный ход деформаций, который, в частности, выражается в одновременном развитии разрывов и пластического течения;

е) перераспределение напряжений в процессе деформации: каждое изменение формы горной породы, каждый новый разрыв ведут к изменениям в поле напряжений и таким образом оказывают влияние на дальнейшее течение деформаций;

ж) влияние на крупные массивы пород объемной силы тяжести.

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

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, т. 14 (4).

Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1954, № 6.

Гзовский М. В. Механизм формирования крупных сложно построенных тектонических разрывов. «Разведка и охрана недр», 1956, № 7.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, чч. III, IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гзовский М. В., Черткова Е. И. Моделирование волнистости простираения крупных тектонических разрывов. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1953, № 6.

Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклинория). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1963, т. 38 (4).

Магницкий В. А. Внутр. строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.

Birch F. Compressibility; Elastic constants. Handbook of Physical constants. «Geol. Soc. Am. Mem.», No. 97, N. Y., 1966.

Chapple W. M. A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. «Bull. Geol. Soc. Am.», 1968, vol. 79, No. 1.

Handin J. Strength and ductility. Handbook of Physical constants. «Geol. Soc. Am. Mem.», No. 97, N. Y., 1966.

Heard H. C., Rubey W. W. Tectonic implications of gypsum dehydration. «Bull. Geol. Soc. Am.», 1966, vol. 77, No. 7.

Raleigh C. B. and Paterson M. S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. «J. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, No. 16.

Ramberg H. and Stephansson O. Compression of floating elastic and viscous plates affected by gravity, a base for discussing crustal buckling. «Tectonophysics», 1, 1964.

Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. N. Y., 1967.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СКЛАДЧАТОСТИI. Задачи исследования¹

Изменения интенсивности складчатых деформаций в горизонтальных и вертикальном направлениях — вкрест, вдоль простираения и сверху вниз по разрезу — неоднократно отмечались при описании структуры конкретных тектонических областей и использовались при построении и доказательстве гипотез о происхождении складчатости.

Морфологическая классификация, делящая все складчатые формы на четыре типа складчатости: прерывистую, промежуточную, полную и метаморфическую (Белоусов, 1962а), — подразумевает нарастание интенсивности деформаций от прерывистой к метаморфической складчатости. Установлено, что складчатости различной интенсивности размещаются в пространстве не беспорядочно, а последовательно и столь же последовательно сменяют друг друга во времени. Пространственные и временные закономерности изменения интенсивности деформаций послужили основой для построения кинематических классификаций складчатости (Белоусов, 1962а, 1969; Бронгулеев, 1967; Гзовский, 1962).

Уже неоднократно предпринимались попытки оценить количественно интенсивность складчатых деформаций, чтобы с учетом численных показателей проводить тектоническое районирование (Абрамович, 1942), решать задачи классификации и происхождения складчатости (Вихерт, 1968а, б; Гзовский, 1948; Клоос, 1958; Кропоткин, 1961; Люстих, 1958; Паталаха, 1967 и др.). Однако они не были систематизированы, не был решен вопрос о наиболее приемлемых индикаторах интенсивности складчатости, лишь в единичных случаях оценки были статистически обоснованы, геологическое истолкование полученных результатов подчас оказывалось односторонним.

Перечисленные выше обстоятельства побудили рассмотреть следующие задачи:

¹ Пользуюсь случаем выразить благодарность В. В. Белоусову, В. В. Эзу, М. А. Гончарову, Д. Е. Гафт, Б. И. Кузнецову, Л. Н. Кужлею, Т. М. Гептнер, В. Н. Шолпо, И. М. Сборщикову, А. Г. Малюжинцу, чьи советы, замечания, разрезы и каталоги были для меня весьма полезны, а также Г. В. Громовой, немало потрудившейся над оформлением материалов к статье. Автор.

1. Методы оценки интенсивности складчатости.
2. Кинематическое моделирование тенденций изменения интенсивности складчатости.
3. Статистический анализ тенденций изменения интенсивности складчатости, наблюдающихся в природе, и сопоставление с ними результатов моделирования.

II. Методы оценки интенсивности складчатости

В главе дается краткий анализ предложенных к настоящему времени методов оценки интенсивности складчатости, выбираются наиболее приемлемые показатели интенсивности, определяются методика и точность их количественной характеристики с тем, чтобы в дальнейшем с помощью принятых величин исследовать кинематические модели складкообразования и сопоставить их с эмпирическими тектоническими данными.

Различные индикаторы интенсивности. Все предложенные к настоящему времени показатели интенсивности складчатости выражают в различной форме соотношение деформаций сжатия, растяжения и изгиба при складкообразовании. Но какую бы меру геолог не принял, она должна быть статистической, поскольку пространственные и временные закономерности изменения интенсивности складчатости также имеют статистическую природу: они устанавливаются благодаря неоднократно повторяющимся в природе — в различных местах и в разное время — одним и тем же или сходным сочетаниям складчатых форм.

В качестве индикаторов интенсивности складчатых деформаций рассматривались: 1) углы падения пород на крыльях складок: чем круче углы, тем интенсивнее деформация; 2) отношение длины слоя, смятого в складки, к длине горизонтальной проекции того же слоя²: чем больше отношение, тем интенсивнее деформация; 3) ориентация оптических осей, ориентация и отношение диаметров кристаллических зерен в породах: чем более упорядочена ориентация, чем больше отношение длинных осей перекристаллизованных зерен к коротким осям, тем интенсивнее деформация; 4) ориентация и отношение диаметров эллипсоидальных включений, имевших до деформации сферическую форму — оолитов, сферолитов, а также отношения диаметров деформированных галек и остатков ископаемой фауны в породах: чем более упорядочена ориентация, чем больше отношения диаметров, тем выше интенсивность деформации; 5) отношение длины будин к межбудинным расстояниям: чем больше отношение, тем интенсивнее дефор-

² Строго говоря, для описания деформации надо брать отношение площади слоя, смятого в складки, к площади горизонтальной проекции того же слоя. Поскольку вертикальные разрезы, по которым мерится длина слоев, ориентируются вкрест простирания складчатости и в этом направлении деформация слоев значительно больше, чем вдоль простирания, отношение длин можно считать представительной мерой складчатой деформации.

мация; 6) число складок, приходящихся на единицу длины разреза: чем больше это число, тем интенсивнее деформация.

Шестая величина должна рассматриваться отдельно от пяти первых, поскольку ее связь с деформациями растяжения—сжатия не очевидна.

Пять первых индикаторов деформации. Две первые величины однозначно связаны между собой (рис. 1): заменив на разрезе

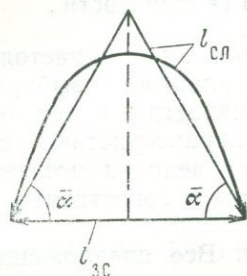


Рис. 1. Схема, поясняющая соотношение коэффициента λ и косинуса среднего угла наклона крыльев складки

кривую линию равной ей по длине ломаной линией, получим

$$\lambda = \frac{l_{сл}}{l_{3c}} = \sec \bar{\alpha} = \frac{1}{\cos \bar{\alpha}},$$

где λ — отношение длины слоя, смятого в складку ($l_{сл}$), к длине его горизонтальной проекции, т. е. к ширине зоны складок (l_{3c}); $\bar{\alpha}$ — средний угол наклона крыльев складки.

Табл. 1 показывает соотношения между некоторыми значениями λ и $\bar{\alpha}$.

Таблица 1

λ	1,00001	1,0002	1,016	1,065	1,21	1,31	1,56	2,00	2,93	5,75
$\bar{\alpha}$	0°30'	1°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°

Проблеме возникновения ориентации оптических и размерных осей, соотношению диаметров кристаллических зерен в слоистых породах, методике исследования этих явлений посвящена обширная литература, которая требует специального анализа и здесь не затрагивается. Если λ определяет деформацию поверхностей раздела между слоями, то оптическая ориентация, ориентация и соотношение диаметров кристаллических зерен отображают деформацию вещества внутри слоя. Вероятно, эти величины связаны между собой, но пока нельзя сказать ничего определенного о форме связи: надо собрать, осмыслить и статистически обработать соответствующие цифровые данные.

Четвертая мера деформации с двумя первыми вряд ли имеет линейную связь, так как ориентация эллипсоидальных включений нередко не совпадает с ориентацией поверхностей слоев (Клоос, 1958; Паталаха, 1967). Поскольку по своему составу и физическим свойствам включения (оолиты, гальки, остатки фауны) могут существенно отличаться от вмещающей минеральной массы, ориентацию и отношение диаметров включений надо считать особой мерой деформации, хотя она должна быть связана с соответствующими показателями кристаллических зерен основной массы породы. Эта связь не исследована.

Пятый индикатор деформации — отношение длины будин к длине межбудинных промежутков — показывает величину растяжения относительно более вязких слоев, заключенных в слой менее вязкие. Эта величина должна быть связана с λ , но имеются только единичные количественные оценки растяжения слоев при будинаже (Кузнецов, 1969), и указанная связь еще должна изучаться.

Наиболее приемлемыми индикаторами деформации будем считать те, которые: 1) отвечают характеристикам, принятым в физике больших пластических деформаций; 2) определяют размер деформации сжатия, растяжения и изгиба слоев и общие особенности морфологии складчатости; 3) позволяют сопоставлять теоретические и экспериментальные кинематические модели складкообразования между собой и с эмпирическими тектоническими данными; 4) при минимальных затратах времени и средств на массовые измерения и вычисления обеспечивают оптимальную погрешность результатов.

Угловая мера деформации слоев в общем случае неприемлема, так как: а) физики характеризуют пластические деформации не отношением углов наклона линий, а отношением длин линий (Надаи, 1969); б) углы наклона слоев на геологических картах сильно разрежаются, на разрезах, как правило, не указываются, вследствие чего массовый сбор цифрового материала осложняется, хотя статистические оценки интенсивности складчатости в углах наклона слоев давались (Рыбин, 1963; Cailleux, 1956).

Оценивать величину деформации слоев по отношению диаметров оолитов, галек и органических остатков затруднительно по двум причинам: а) обычно в породах не содержатся оолиты и другие первоначально сферические включения; точно не известна исходная форма деформированных галек; приотливая форма органических остатков вносит искажения в замеры; б) не установлены соотношения деформации включений и вмещающего вещества. Оолиты, вероятно, деформированы меньше вмещающих пород, но насколько меньше, не известно (Клоос, 1958; Паталаха, 1967).

Будинаж развит далеко не повсеместно, чем ограничиваются возможности его использования как меры деформации.

Отношение длины слоя, смятого в складки, к его горизонталь-

ной проекции поддается массовому анализу по геологическим разрезам и позволяет непосредственно определять величину сжатия или растяжения слоев при складкообразовании. Эту меру мы будем применять при описании интенсивности складчатости.

Столь же показательна, но значительно более трудоемка по определительским операциям, характеристика ориентации и отношение диаметров кристаллических зерен в породах.

Таким образом, две последние величины — наиболее приемлемые индикаторы складчатых деформаций.

Дополнительные замечания. Некоторые исследователи (Люстих, 1958; Паталаха, 1967) в качестве меры деформации принимают не $\lambda = \frac{l_{сл}}{l_{зс}}$, а $\lambda' = \frac{l_{сл} - l_{зс}}{l_{зс}} = \frac{l_{сл}}{l_{зс}} - 1$. В теории больших

пластических деформаций принято оценивать деформации по величине λ , но не по λ' (Надаи, 1969; Гзовский, 1964).

Отношение λ именовалось коэффициентом стяжения (Степанов, 1909), сжатия (Хаин, 1949), сжатия складок (Кропоткин, 1961), интенсивности складчатости (Гзовский, 1948), избыточной длины слоев (Рамберг, 1970). Первые три названия неудачны, так как они постулируют гипотезу о формировании складчатости вследствие продольного сжатия слоев: избыточная длина слоев, смятых в складки, сравнительно с их горизонтальной проекцией понимается как результат сокращения поперечника складчатой зоны и соответствующего по величине продольного сжатия слоев. Но правомерна и альтернативная гипотеза: избыточная длина слоев есть результат их продольного растяжения при неизменном поперечнике складчатой зоны. На это обстоятельство обращал внимание автор термина «коэффициент сжатия» В. Е. Хаин (1954), а также многие другие геологи (Белоусов, 1962а, 1969; Кириллова, 1962; Кузнецов, 1969; Сорский, 1964; Шолпо, 1964). С позиции этой гипотезы λ надо именовать коэффициентом растяжения. Наконец, правомочна и гипотеза, по своему смыслу промежуточная между двумя упомянутыми выше альтернативными идеями: избыточная длина слоев есть следствие как их удлинения, так и сокращения поперечника зоны, занятой слоями (Косыгин, Магницкий, 1948). С этой точки зрения λ характеризует как растяжение, так и сжатие слоев.

Для обозначения λ необходим, очевидно, нейтральный термин. В дальнейшем λ будет именоваться коэффициентом избыточной длины слоев. Название «коэффициент интенсивности», предложенное М. В. Гзовским (1948), менее удачно: ниже будет показано, что в понятие «интенсивность складчатости» полезно вложить более широкий смысл, чем тот, который вкладывается в коэффициент λ как меру складчатой деформации.

Размерность, методика и точность определения λ . Коэффициент избыточной длины — безразмерная величина, так как он является отношением длин двух отрезков. λ измеряется в долях

единицы и изменяется от 1 при «нулевой» деформации, т. е. при горизонтальном залегании слоев, до значений порядка 10 при крайне большой деформации, т. е. при наличии вытянутых изоклинальных складок.

Чтобы найти значение λ по некоторому разрезу, М. В. Гзовский (1948) предлагал измерять длину слоя, одного и того же для всего разреза. Это условие обычно не удается соблюсти, так как при большой протяженности разреза, вследствие наклонов зеркала складчатости, ни один слой не прослеживается через весь разрез. В таких случаях измерения производятся по разным слоям (рис. 2). В зоне надвига замер ведется по одному и тому же слою.

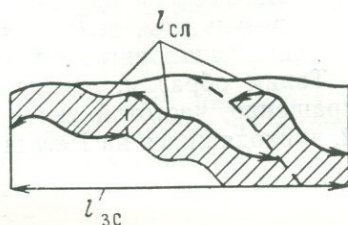


Рис. 2. Определение избыточной длины слоев по различным слоям в одном разрезе. Вертикальным пунктиром обозначено место перехода с одной стратиграфической границы на другую

Таким образом, λ характеризует обобщенную для данного разреза избыточную длину слоев. Длина слоя измеряется в миллиметрах курвиметром, длина проекции — линейкой.

При определении λ сказываются ошибки измерительные, вычислительные и геологические.

Средняя относительная ошибка измерений курвиметром составляет $\pm 5\%$, линейкой $\pm 3\%$. Ошибка частного от деления результатов замеров составит $\pm 8\%$. С учетом вычислительных погрешностей (неверные деления) среднюю ошибку частного надо повысить до $\pm 10\%$. Эта оценка подтвердилась при специальных экспериментах по определению λ на параболических и синусоидальных кривых, длина которых была вычислена математически.

Погрешности от неверных действий геолога при построении разреза установить точно нельзя. Опираясь на геологический опыт, примем среднюю относительную ошибку геолога — составителя разреза равной $\pm 10\%$.

Таким образом, суммарная средняя относительная ошибка определения избыточной длины слоев по геологическим разрезам принимается равной $\pm 20\%$.

Эта оценка проверялась по разрезам, составленным разными геологами по одним и тем же пересечениям юго-восточного Кавказа и Верхоянья: средняя погрешность значений λ не превысила $\pm 15\%$.

Число складок, приходящихся на единицу ширины складчатой зоны, как индикатор интенсивности складчатых деформаций в неявной форме учитывается в морфологической классификации В. В. Белоусова. Так, полной складчатости свойственно сплошное заполнение пространства складками, прерывистой — заполнение с

интервалами, в пределах которых слои не деформированы. В первом случае на единицу ширины складчатой зоны придется большее число складок, чем во втором. Это число М. В. Абрамович (1942) предложил именовать «плотностью складок», что нельзя признать удачным вследствие нежелательного созвучия с понятием «плотность горных пород» и несовпадения по смыслу с понятием «плотность вероятностей» в статистике.

Примем название «относительная частота складок». Поскольку складчатость — это система попарно сопряженных антиклинальных и синклинальных форм, для определения относительной частоты достаточно подсчитать число антиклиналей либо синклиналей. Возьмем за основу антиклинали. Чтобы получить сопоставимые результаты, во всех случаях используем километр в качестве единицы ширины складчатых зон.

Таким образом, относительной частотой антиклиналей, или, сокращенно, частотой складок будем называть число антиклиналей, приходящихся на 1 км ширины зоны складок:

$$v = \frac{N}{l},$$

где v — относительная частота антиклиналей; N — число антиклиналей в исследуемой зоне; l — ширина зоны складок в долях километра³.

Размерность, методика и точность определения v . Коэффициент v имеет размерность [км^{-1}] и изменяется от 0 в отсутствие складок (при горизонтальном залегании слоев) до значений порядка $100\,000 \text{ км}^{-1}$ при большой деформации, т. е. при наличии мелких изоклинальных складок.

Складки подсчитываются по слоям, для которых определяется избыточная длина. Считаются все антиклинали независимо от их размеров и соподчиненности. Коробчатая антиклиналь понимается как две складки, так как оценивается количество точек с максимальной кривизной слоев (количество шарниров). Разрывы с подворотами слоев в опущенном или поднятом крыле принимаются в подсчет как антиклинали, без подворота — в подсчет не входят. Если замка антиклинали на разрезе нет, но крыло обозначено, то в подсчет вводится число 0,5 (половина складки, рис. 3).

При определении v возникают те же погрешности, о которых говорилось применительно к коэффициенту λ . Не повторяясь, от-

³ Чтобы найти λ , ширина зоны складок и длина слоя, смятого в складки, может выражаться в миллиметрах, сантиметрах и других единицах длины. Чтобы подсчитать v , ширину зоны складок в соответствии с масштабом разреза надо перевести в доли километра.

Пусть на фото видны 5 антиклиналей в зоне шириной 10 см. Тогда $l = 0,0001 \text{ км}$
и $v = \frac{5}{0,0001} = 50\,000 \text{ км}^{-1}$, т. е. на разрезе длиной 1 км разместятся 50 000 антиклиналей, изображенных на фото.

метим, что суммарная средняя относительная ошибка определения частоты складок по геологическим разрезам принимается равной $\pm 20\%$.

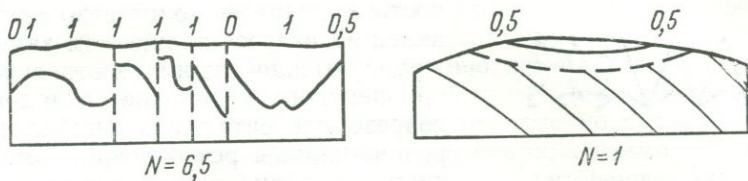


Рис. 3. Определение числа антиклиналей N при наличии разрывов и в отсутствие замков складок на разрезе. Цифры над разрезами поставлены в соответствие антиклинальным элементам структуры

Надежность выводов, сделанных на основе анализа λ и ν , зависит от определительских ошибок. Поскольку погрешности определения λ и ν составляют $\pm 20\%$, наши заключения примерно в 80 случаях из 100 будут справедливы, а в остальных 20 случаях могут оказаться ошибочными.

О соотношении λ и ν с другими параметрами складчатой структуры отчасти говорилось: избыточная длина слоев посредством косинуса однозначно связана со средним углом наклона крыльев складок (см. табл. 1).

Относительная частота антиклиналей однозначно связана со средней шириной складок (d): если общее число антиклинальных и синклиналиных складок на разрезе равно $2N$, то средняя ширина складок $\bar{d} = \frac{l, \text{ км}}{2N}$, т. е. $\bar{d} = \frac{1}{2\nu}$.

В табл. 2 приведены соотношения некоторых значений ν и \bar{d} .

Таблица 2

$\nu, \text{ км}^{-1}$	0,01	0,1	1,0	10	100	1000	10 000	100 000
\bar{d}	50 км	5 км	500 м	50 м	5 м	50 см	5 см	5 мм

Средняя высота складок \bar{h} на некотором разрезе с избыточной длиной слоев λ и частотой антиклиналей ν находится по формуле

$$\bar{h} = \frac{1}{4\nu} \operatorname{tg} \left(\arccos \frac{1}{\lambda} \right).$$

О преимуществах избыточной длины слоев как меры интенсивности складчатости сравнительно с углами наклона пород говорилось выше.

Частота складок как мера интенсивности деформаций сравнительно с шириной складок предпочтительнее, так как она: а) непосредственно указывает число точек с максимальной деформацией изгиба; б) уменьшает объем измерений и повышает их точность: подсчитать количество антиклиналей на разрезе проще, чем измерить ширину каждой из них в отдельности; при небольшой ширине складок на разрезе относительная ошибка измерения ширины резко возрастает, счет числа складок этого недостатка не имеет.

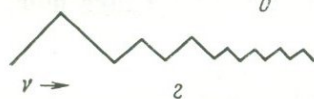
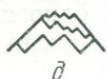
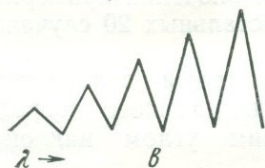
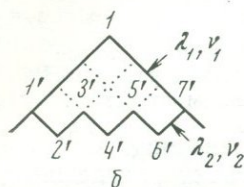
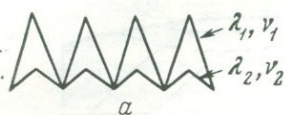


Рис. 4. Избыточная длина слоев λ и относительная частота антиклиналей ν как индикаторы деформации растяжения (или сжатия) и изгиба слоев (а, б), вертикального размаха складчатости и подобия формы крупных и мелких складок (в, г, д)

Близкие по смыслу соображения приводят к выводу о неприемлемости высоты складок как показателя интенсивности складчатости.

И избыточные по смыслу соображения приводят к выводу о неприемлемости высоты складок как показателя интенсивности складчатости.

Избыточная длина слоев и относительная частота складок как совместные меры интенсивности складчатости позволяют оценивать деформации растяжения, сжатия и изгиба слоев и характеризовать существенные общие черты морфологии складчатости.

На рис. 4, а — две различные структуры: четыре крупные и четыре мелкие складки одинаковой ширины λ . Относительная частота складок одна и та же ($\nu_1 = \nu_2$), но избыточная длина слоев в первом случае больше, чем во втором ($\lambda_1 > \lambda_2$). Соответственно большая деформация продольного растяжения (или сжатия) слоев, а также деформация изгиба в окрестностях шарниров складок.

На рис. 4, б — также две различные ситуации: одна большая и четыре мелкие складки в равном по длине промежутке разреза. Из простейших геометрических построений (см. точечные линии проекций) очевидно, что избыточная длина слоев в обоих случаях одна и та же ($\lambda_1 = \lambda_2$).

Между тем при формировании одной крупной складки деформация изгиба концентрируется в окрестностях одного шарнира (на разрезе 4, б — в окрестностях точки 1), при образовании четырех

⁴ Ради простоты изображения складок на разрезах будем всюду заменять плавные кривые линии равными им по длине треугольными ломаными линиями, имитируя не только треугольные (гармониевидные) складки, но также дуговидные, гребневидные, коробчатые и иные.

мелких складок — в окрестностях шести дополнительных шарниров (в окрестностях точек 1'—7'). С этой точки зрения, складчатая деформация во втором случае ($v_2 > v_1$) более интенсивна, чем в первом.

Таким образом, избыточная длина слоев определяет деформацию продольного растяжения (или сжатия) и изгиба слоев, относительная частота складок — деформацию изгиба (число линий и точек с максимальной кривизной слоев, т. е. с максимальной деформацией изгиба). Совместно λ и ν количественно характеризуют все важнейшие виды складчатой деформации, иными словами, являются представительными индикаторами интенсивности складчатости.

Из анализа рис. 4, а, б явствует, что при одной и той же частоте складок избыточная длина слоев может варьировать в широких пределах и, напротив, при одной и той же избыточной длине слоев относительная частота складок может находиться в широком диапазоне значений. В дальнейшем мы увидим, что эти величины не являются независимыми, и нам надо знать, как отображаются в морфологии складчатости тенденции в их изменении.

Как видно на рис. 4, в, при крутом наклоне осевых поверхностей с возрастанием λ складки становятся все более высокими, углы наклона крыльев — все более крутыми. Складки разных размеров не подобны друг другу, так как изменяется отношение их высоты к ширине. Подчеркнем, что речь идет о подобии структуры различных по размеру складок — мелких, средних и крупных, а не о подобии структуры одной и той же складки по различным слоям, как это обычно имеется в виду.

С ростом ν (рис. 4, г) складки становятся все более низкими, углы наклона крыльев не меняются. Крупные формы подобны средним и мелким, так как остается неизменным отношение высоты складок к их ширине. Разумеется, в природе эти соотношения соблюдаются статистически. Может осуществляться бесчисленное множество вариантов размещения одного и того же числа складок в равных по длине сечениях при постоянном значении λ (на рис. 4, д изображены некоторые варианты положения четырех складок), но статистически с ростом числа складок вертикальная амплитуда складчатости убывает.

Таким образом, с возрастанием избыточной длины слоев растет вертикальный размах складчатости и нарушается подобие крупных и мелких форм, с возрастанием относительной частоты складок убывает вертикальный размах складчатости и сохраняется подобие структуры крупных и мелких форм. В этом смысле λ и ν противоположны по своему влиянию на морфологию складчатости.

Выводы

1. Интенсивность складчатости — это двумерная переменная, значения которой определяются избыточной длиной слоев λ и отно-

сительной частотой антиклиналей ν . Эти величины являются индикаторами деформации продольного растяжения (или сжатия) слоев (λ) и деформации изгиба (λ, ν): с увеличением деформации возрастают λ и ν и соответственно повышается интенсивность складчатости.

2. В морфологическом аспекте λ и ν являются индикаторами вертикального размаха складчатости и подобия формы крупных и мелких складок: с возрастанием λ , при крутом наклоне осевых поверхностей складок, растет вертикальная амплитуда складчатости, крупные формы оказываются не подобными мелким; с возрастанием ν уменьшается вертикальная амплитуда складчатости, крупные формы оказываются подобными мелким.

3. Перечисленные закономерности справедливы лишь в статистическом смысле: не в виде однозначного соответствия одних величин другим, а в виде соответствия тенденций изменения одних величин в зависимости от других при наличии отклонений, возникающих под влиянием неучтенных факторов и случайных ошибок в определении.

III. Кинематическое моделирование тенденций изменения интенсивности складчатости

Задача главы — исследование ряда теоретических и экспериментальных кинематических моделей изменения интенсивности складчатости с помощью λ и ν с тем, чтобы в дальнейшем сопоставить полученные результаты с геологическими данными.

Кинематические модели складкообразования делятся на теоретические и экспериментальные. Теоретические модели обычно именуется механизмами складкообразования и представляют собой системы высказываний и графиков, иногда в сопровождении формул и расчетов, в задачу которых входит описание и графическое изображение процесса складчатой деформации. Экспериментальные (тектонофизические) модели создаются лабораторными методами и служат для проверки, подтверждения и развития результатов теоретического моделирования. Модели строятся путем обобщения геологических данных: полевых тектонических, геофизических и буровых наблюдений, лабораторного изучения свойств горных пород. Критерием правильности (справедливости, правдоподобия) моделей является соответствие полученных с их помощью результатов геологическим наблюдениям. Но чтобы удостовериться в справедливости или ошибочности теоретических и экспериментальных моделей, надо уметь сопоставлять их между собой и с геологическими данными, для чего нужны соответствующие методы. К сожалению, методы сопоставления не разработаны, и в этом, несомненно, кроется одна из причин затянувшегося на столетие спора тектонистов о том, как и почему слои деформируются в складки. Думается, что с введением численных характеристик интенсивности складчатости мы получим один из возмож-

ных методов построения, исследования и сопоставления теоретических и экспериментальных моделей и проверки их соответствия тектоническим наблюдениям.

Теоретические кинематические модели, как правило, состоят из двух элементов: воспроизведения деформации слоев и объяснения причин деформации.

Построить кинематическую модель складкообразования — значит воспроизвести деформацию слоев, указать траектории и время или скорости перемещения материальных точек в процессе пластического деформирования вещества. Задача чрезвычайно сложная, и, чтобы достичь прогресса в ее решении, геологи прибегают к упрощениям: а) строят плоские модели, т. е. рассматривают деформацию в вертикальных разрезах вкрест простирания складчатости; б) деформации сжатия, растяжения и изгиба имитируют в моделях графически изменением положения на плоскости, длины и кривизны линий раздела слоев.

В конечном счете геолога интересует вопрос о том, вследствие какой деформации, продольного сжатия и изгиба или продольного растяжения и изгиба возникает основное свойство складчатой структуры — избыточная длина слоев. В зависимости от принятого решения строятся модели двух типов: продольного сжатия и продольного растяжения. Эта типизация будет проводиться каждый раз. Число точек с максимальной кривизной слоев, в значительной мере определяющее размер складок, также учитывается, прямо или косвенно, в кинематических моделях, и этот показатель всюду будет приниматься во внимание.

Объяснение причин деформации, т. е. построение и исследование в пространстве и времени поля деформирующих сил (давлений, напряжений) и поля температур, строго говоря, является задачей динамического, а не кинематического моделирования, но без элементов динамики, без попытки ответить на вопрос, почему происходит деформация, не строится ни одна геологическая кинематическая модель. И это естественно: задавшись различными динамическими условиями, мы получим различные кинематические схемы деформации. Однако динамика складкообразования — область, почти не исследованная, поэтому динамические предпосылки при построении кинематических моделей формулируются в виде общих суждений о происхождении и направлении действия сил, вызывающих деформацию. Эти суждения также будут приводиться с делением сил: а) по типу их приложения — на объемные (внутренние), приложенные к каждой материальной точке вещества слоев, распределенные по всему объему деформируемой толщи, и поверхностные (внешние), приложенные к слоям извне — с боков, снизу или сверху — и распределенные по поверхности приложения; б) по направлению действия относительно слоистости — на продольные и поперечные.

Примем следующий порядок изложения: а) теоретические кинематические модели складкообразования, выраженные в виде

геологических формулировок и графиков; б) те же модели, построенные с помощью показателей интенсивности складчатости — избыточной длины слоев и относительной частоты складок; в) соответствующие экспериментальные модели.

Теоретические модели можно группировать по различным признакам. Сделаем это в зависимости от тенденций изменения показателей интенсивности складчатости в последовательности: I — v возрастает медленнее λ , II — v возрастает приблизительно пропорционально λ , III — v возрастает быстрее λ .

Первая группа моделей: v возрастает медленнее λ . **Теоретические модели.** Сюда принадлежат следующие механизмы складкообразования: глыбовый (Белоусов, 1962, 1969), штамповый (Бронгулеев, 1967), поперечного изгиба (Гзовский, 1962), гравитационного всплывания (на примере соляных куполов; Белоусов, 1962а, 1969; Богданов, 1947; Косыгин, 1950). Помимо Ю. А. Косыгина, количественные оценки давала А. М. Сычева-Михайлова (1969), математические модели предложили Био и Рамберг (Ramberg, 1968). К этой же группе относится механизм гравитационного оползания (Белоусов, 1962а, 1969; Богданов, 1948; Богданов, Пушаровский, 1950; Жидон, 1964) и, как мы увидим далее (см. характеристику третьей группы моделей), механизм нагнетания в тех случаях, когда нагнетание осуществляется по полого наклонным поверхностям.

1. Первые три механизма складкообразования построены на близких по смыслу предположениях: существуют складки, преимущественно коробчатые, которые возникают в результате продольного растяжения и поперечного изгиба горизонтально залежавших слоев под действием поперечных к слоистости вертикальных сил. Источник сил — пластическое и по разрывам перемещение вещества подстилающих толщ (рис. 5, I, а).

Резюме: действующие силы поверхностные, приложенные к слоям снизу, и объемные (сила тяготения, заставляющая слои прогибаться над относительно опущенными блоками и одновременно растягиваться на крыльях синклиналей и антиклиналей); преимущественно поперечные; ширина складчатой зоны при складкообразовании не сокращается; избыточная длина слоев — следствие деформации продольного растяжения и поперечного изгиба.

Критические замечания: коробчатые складки в силу их геометрических свойств могут исчезать с глубиной (Ситтер, 1960), что наблюдалось и в природе (Сборщиков, 1966).

Модель в значениях λ , v : во времени и в пространстве интенсивность складчатости возрастает не столько за счет роста числа блоков (оно ограничено вследствие значительной ширины блоков — это прерывистая и промежуточная складчатости), сколько за счет нарастающего взаимного вертикального смещения блоков (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966). Таким образом, v возрастает медленнее λ (рис. 5, I). На графике, выражающем зависимость v от λ (рис. 5, I—III), эта модель — кривая I типа.

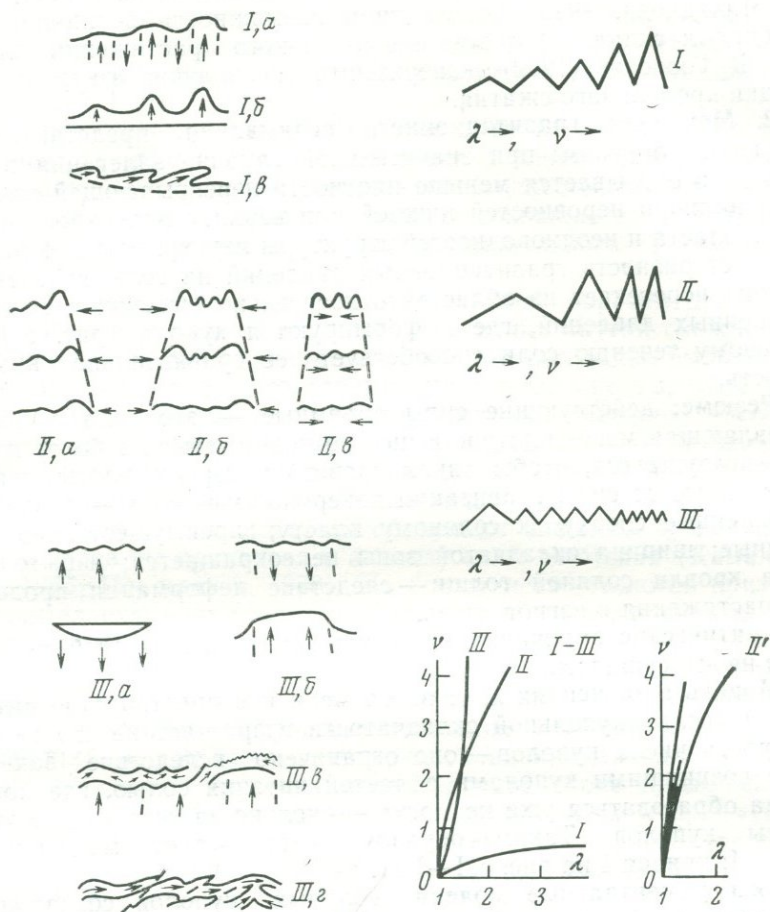


Рис. 5. Теоретические кинематические модели складкообразования в геологических профилях и графиках изменения значений показателей интенсивности складчатости: избыточной длины слоев λ и относительной частоты антиклиналей v .

Первая группа моделей. Механизмы глыбовый (I, а), всплывания (I, б), оползания (I, в), нагнетания по полого наклоненным поверхностям (III, а); v возрастает медленнее λ (график I, кривая I типа на графике I—III). Вторая группа моделей. Механизм внешнего продольного сжатия, одностороннего с боку (II, а), двустороннего с боков (II, б), двустороннего снизу (II, в); v возрастает приблизительно пропорционально λ (график II; кривая II типа на графике I—III; на графике II'—кривые, полученные экспериментально при продольном боковом одностороннем сжатии слоев, находившихся под нагрузкой сверху). Третья группа моделей. Механизмы хордовый, первый вариант (III, а), второй вариант (III, б), нагнетания по круто наклоненным поверхностям (III, в); v возрастает быстрее λ (график III; кривая III типа на графике I—III). Стрелки в левом столбце схематично показывают направление деформирующих сил, в правом — направление возрастания λ и v .

Экспериментальные модели (Гзовский, Ма Цзинь, 1962; Сычева-Михайлова, 1958) подтвердили возможность возникновения коробчатых складок вследствие продольного растяжения слоев, но М. В. Гзовский (1962) экспериментально получил и коробчатые складки продольного сжатия.

2. Механизм гравитационного всплывания представляется следующим образом: при значительной глубине залегания плотность соли оказывается меньше плотности перекрывающей толщи, и при наличии неровностей нижней или верхней поверхностей соляного пласта и неоднородностей структуры перекрывающей толщи возникает разность гравитационных давлений на соль, вследствие чего она перетекает из областей относительно высоких в области пониженных давлений, где и формируются купола (рис. 5, I, в). Активному течению соли способствует ее сравнительно низкая вязкость.

Резюме: действующие силы объемные — это сила тяжести, заставляющая менее плотное вещество подниматься, а более плотное — погружаться, чтобы ликвидировать инверсию плотностей, и производные от силы гравитации поверхностные силы — давления, приложенные сверху к соляному пласту; преимущественно поперечные; ширина складчатой зоны не сокращается; избыточная длина кровли соляной толщи — следствие деформации продольного растяжения и изгиба слоев.

Критические замечания касаются некоторых деталей процесса, но не его сущности.

Модель в значениях λ , ν : во времени и в пространстве интенсивность солянокупольной складчатости возрастает не столько за счет роста числа куполов — оно ограничено вследствие захвата ранее возникшими куполами областей питания солью, где новые купола образоваться уже не могут, — сколько за счет возрастания высоты куполов. Таким образом, ν возрастает медленнее λ (рис. 5, I; кривая I на рис. 5, I—III).

Экспериментальные модели соляных куполов создавались многократно (Белоусов, Гзовский, 1964; Лебедева, 1956; Сычева-Михайлова, 1969; Рамберг, 1970). Было подмечено, что относительная частота куполов и их размеры зависят от соотношения плотностей, вязкостей и мощностей «соляной» и перекрывающей толщ.

3. Механизм гравитационного оползания основан на следующих предположениях: вертикальные движения земной коры, проявляющиеся в слоистых толщах в виде флексур и блоков, формируют наклоны и уступы в залегании слоев, и слои оказываются в гравитационно неустойчивом положении. Под действием сил тяготения они оползают с относительно приподнятых участков в соседние опущенные. В процессе оползания слои растягиваются в продольном направлении и сминаются в складки. По достижении опущенных участков вследствие торможения лобовых частей сползающих пластин и набегания на них тыльных частей и вследствие

вдавливания в подстилающие породы слои продольно сжимаются и также образуют складки. Так возникают шарьяжи, осложненные складчатостью, и комплексы складок внутри зон полной складчатости (рис. 5, I, в).

Резюме: действующие силы на начальной стадии — преимущественно поверхностные, приложенные к слоям снизу, в основную стадию складкообразования — преимущественно объемные; продольные; ширина складчатой зоны не сокращается; избыточная длина слоев — следствие деформации продольного растяжения, сжатия и изгиба.

Критические замечания касаются главным образом представлений о широком развитии складок оползания внутри сложно построенных зон полной складчатости: если бы сползание было здесь широко распространено, то горные складчатые хребты, обладающие значительно большей суммарной массой, нежели частные комплексы слоев, расплывались бы под действием собственного веса в стороны предгорных и внутригорных долин. В действительности этого не происходит. Возникновение и смятие в складки покровов некоторые исследователи объясняют внешним продольным сжатием слоев, не привлекая к анализу силы тяготения (Камалетдинов, 1965; Поршняков, 1968). Но большинство геологов признают значительную роль гравитационных сил в формировании шарьяжей и свойственной им складчатости.

Модель в значениях λ , ν : поскольку слои и растягиваются и сжимаются в продольном направлении, следует ожидать значительного нарастания λ в процессе оползания. ν возрастает, вероятно, медленнее λ , так как в шарнирах складок, возникших на начальных стадиях скольжения, сопротивление слоев продольному изгибу снижается, и при последующем нарастании λ преимущественно в окрестностях прежних, а не новых шарниров будет концентрироваться деформация изгиба (рис. 5, I; кривая I типа на рис. 5, I—III).

Экспериментальные модели складчатости гравитационного оползания получены Н. Б. Лебедевой (Белоусов, 1962а; Лебедева, 1966). Опыты показали, что при оползании слои, сначала растягиваясь, а затем сжимаясь, сминаются в складки. Это дает основание считать деформацию продольного растяжения главной причиной возникновения избыточной длины слоев внутри смятых в складки гравитационных шарьяжей.

Вторая группа моделей: ν возрастает приблизительно пропорционально λ . **Теоретические модели.** Сюда принадлежат механизмы: продольного сжатия (Гзовский, 1962), коробления (Бронгулеев, 1967), горизонтального, или тангенциального, регионального, общего сжатия, о котором писали многие геологи (Ажгирей, 1956; Зоненшайн, 1965; Михайлов, 1968; Пейве, 1960; Хаин, 1964), математическая модель (Ержанов, Егоров, 1968). Действие этого механизма на локальных участках складчатых зон и под влиянием источников местного сжатия — распирающего давления диапиро-

вых ядер, бокового давления со стороны массивов, расплзающихся под действием силы тяжести и т. п. — признается также геологами, в целом отрицающими гипотезу внешнего горизонтального сжатия (Белоусов, 1962а, 1969). К этой же группе относится механизм ламинарного течения (Клоос, 1958; Паталаха, 1967).

4. Предположения, на которых основаны модели продольного сжатия, близки по содержанию: горизонтально залегавшие слои сминаются в складки вследствие действия продольных сжимающих горизонтальных сил, возникающих при сокращении поперечника складчатой зоны. Считается, что горизонтальные силы могут быть приложены к слоистой толще с боковых сторон — с одной (рис. 5, II, а) при одностороннем активном давлении, например со стороны «жесткой» платформы или разваливающегося под действием собственного веса массива кристаллических пород (разрез через Урал, по Хераскову и Перфильеву, в интерпретации Белоусова, 1969), с двух сторон (рис. 5, II, б) — при сближении двух относительно «жестких» массивов, а также снизу, от фундамента, при сокращении его поверхности или наличии подкорových горизонтальных потоков вещества, направленных от краевых частей к центру складчатой зоны (рис. 5, II, в). По В. Е. Хаину (1964), при боковом давлении слоистые горные породы способны передавать напряжение продольного сжатия, формирующее складки, на расстояние в первые десятки километров. То же следует из анализа разрезов, приведенных в статьях В. В. Белоусова (1969, упомянутый выше разрез Урала) и А. А. Сорского (1962, 1964).

Резюме: действующие силы поверхностные, приложенные к слоям с боков или снизу; продольные; ширина складчатой зоны при складкообразовании сокращается; избыточная длина слоев — следствие деформации продольного сжатия и изгиба.

Критические замечания в адрес гипотезы внешнего (общего, регионального) продольного сжатия наиболее настойчиво и последовательно перечисляет В. В. Белоусов (1962а, 1969). Они высказывались А. А. Богдановым (1948) и многими другими геологами. В. В. Белоусов неоднократно суммировал замечания, и ниже мы ограничимся лишь некоторыми из них.

Модель в значениях λ , v : во всех вариантах действия модели продольного сжатия (рис. 5, II, а, б, в) λ возрастает пропорционально сокращению поперечника складчатой зоны и приблизительно с той же скоростью растет v , так как складки сужаются пропорционально сокращению поперечника складчатой зоны. Частота складок может нарастать не только за счет сужения ранее возникших, но также за счет появления новых форм. Однако при действии механизма продольного сжатия в его «чистом» виде это маловероятно: общее число складок, которые формируются в некоторой слоистой толще при ее продольном сжатии, определится на первых стадиях сжатия и далее существенно возрастать не будет, так как в окрестностях уже появившихся шарниров складок вязкостное сопротивление материала слоев деформации изгиба

снижается, и именно здесь, а не в новых областях, будет реализоваться дальнейший изгиб при прогрессирующем продольном сжатии. В последние годы в тектонической литературе распространились представления о так называемых складках волочения — дополнительных формах, которые образуются вследствие не равного по величине проскальзывания соседних по разрезу слоев на крыльях складок продольного сжатия. Эти представления, как показал В. В. Эз (1969), лишены смысла. Появление новых (дополнительных) складок при нарастающем сжатии не исключено, например при пластическом перемещении вещества слоев с крыльев в замки антиклиналей, но это уже действие механизма нагнетания, а не продольного сжатия в его «чистом» виде. Таким образом, в модели продольного сжатия λ возрастает приблизительно пропорционально v (рис. 5, II; кривая II типа на рис. 5, I—III).

Экспериментальные модели продольного сжатия и изгиба получались неоднократно и при различных исходных условиях: горизонтальное давление сбоку в отсутствие и при наличии нагрузки на образец сверху (Белоусов, Черткова, Эз, 1955; Гзовский, 1959, 1964; Кузнецова, 1962), горизонтальное стяжение снизу (Эз, 1959). Обнаружилось следующее:

1. В отсутствие нагрузки на образец в начале продольного горизонтального сжатия слоев возникает одна антиклиналь вблизи перемещающегося штампа и дальнейшее сжатие приводит к ее сужению, новые складки на ее крыльях или за ее пределами не возникают.

2. При наличии нагрузки на образец на начальной стадии сжатия обозначаются шарниры серии складок по всей длине образца (несколько раньше — в его центре), и дальнейшее сжатие сопровождается формированием преимущественно уже наметившихся, но не новых складок, как это и предполагалось при построении кинематической модели продольного сжатия в значениях λ , v . На рис. 5, II' приведены графики зависимости v от λ , построенные по замерам автора на рисунках в статье В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза (1955), где даны последовательные стадии деформации продольного сжатия. Зависимость близка к пропорциональной (в предположении, что масштаб экспериментальных моделей составляет примерно 1 : 10 000; Гзовский, 1964).

3. Сравнение результатов продольного сжатия без нагрузки сверху и с нагрузкой показывает, что нагрузка расплющивает складчатую структуру: вместо одной крупной складки образуется серия мелких. Здесь сказывается эффект действия силы тяжести и пренебрежение им, свойственное сторонникам гипотезы внешнего горизонтального сжатия, недопустимо.

4. При горизонтальном стяжении подложья слоистого образца также создаются складки, но описание В. В. Эза (1959) столь кратко, что сделать какие-либо выводы об изменении интенсивности деформаций невозможно.

Третья группа моделей: v возрастает быстрее λ . **Теоретические модели.** К этой группе относятся два механизма: прохождения через хорду, или хордовый, и нагнетания.

5. Хордовый механизм был построен В. А. Магницким, усовершенствован Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким (1948) и признан рядом геологов. Его вариант, обычно не называемый хордовым, использовался в теоретических и экспериментальных конструкциях Д. П. Резвым (1954), В. В. Белоусовым (1962а), М. В. Гзовским и Ма Цзинь (1962). Варианты различаются по последовательности воздействий на слоистую толщу и будут рассмотрены совместно.

Первый вариант, по Ю. А. Косыгину и В. А. Магницкому: на первой стадии тектонического цикла в результате активных погружений фундамента вертикальная стрела прогиба, в котором идет осадконакопление, возрастает, вследствие чего слои в глубоких зонах прогиба растягиваются по дуге, опоясывающей дно прогиба (рис. 5, III, а). На второй стадии цикла, когда преобладают поднятия, слои, изогнутые в дугу, вынуждены пройти через хорду, стягивающую прогиб, а так как длина дуги больше длины хорды, слои сжимаются в продольном направлении и сминаются в складки.

Второй вариант, по идее Д. П. Резвого, развитой В. В. Белоусовым: в результате поднятия блока пород вышележащие слои растягиваются с образованием коробчатой антиклинали и при последующем опускании блока, оседая вслед за ним и приобретая избыточную длину, сминаются в складки (рис. 5, III, б). Как и в первом варианте, принцип действия механизма — это соотношение длины дуги и стягивающей ее хорды.

Резюме: действующие силы в первом варианте на первой стадии поверхностные, приложенные снизу (опускание фундамента), и объемные (сила тяготения, заставляющая вышележащие слои прогибаться вслед за фундаментом и растягиваться), на второй стадии — поверхностные, приложенные снизу, от поднимающегося фундамента, и с боков, от ограничений прогиба, определяющих длину хорды. Во втором варианте порядок действия сил обратный: на первой стадии — силы преимущественно поверхностные, на второй — преимущественно объемные, т. е. сила тяжести, вынуждающая растянутые слои опускаться вслед за блоком и размещаться по его ширине, сминаясь в складки за недостатком пространства; силы продольные и поперечные; ширина складчатой зоны не сокращается; избыточная длина слоев — следствие деформации продольного растяжения и изгиба.

Критические замечания: по мнению В. В. Белоусова (1962а), хордовый механизм, в интерпретации Ю. А. Косыгина и В. А. Магницкого, не обеспечивает избыточной длины слоев, свойственной геосинклинальной складчатости, и неприложим к платформенным прогибам, где складки изометричны в плане и имеют более сложную историю, чем это предписывается механизмом.

Модель в значениях λ , ν : на первой стадии деформации, при продольном растяжении слоев, λ нарастает, достигая некоторого предельного значения. На второй стадии, при прохождении через хорду и продольном сжатии, λ сохраняет свое предельное значение. ν возрастает преимущественно на второй стадии, когда образуется основная масса складок.

Таким образом, на второй, решающей, стадии ν возрастает быстрее λ (рис. 5, III). На графике в координатах λ , ν третья модель — кривая III типа (рис. 5, I—III).

Экспериментальные модели Н. Б. Лебедевой (Белоусов, 1962а) засвидетельствовали действие хордового механизма: после растяжения над поднимающимся штампом, при последующем его опускании, слои, имевшие избыточную длину, сминались в складки. М. В. Гзовский и Ма Цзинь (1962) на более вязком веществе в тех же условиях имитировали систему горстов и грабенов.

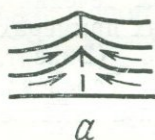
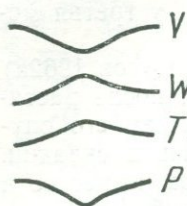
6. Механизм нагнетания был обособлен В. В. Белоусовым (1962а), у В. В. Бронгулева (1967) — это «механизм течения». Иногда механизм именуется диапировым. На различных примерах действие механизма анализировалось рядом геологов (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Кириллова, 1963, 1965, 1968; Лебедева, 1962а; Сорский, 1964; Шолпо, 1964). В настоящее время в понятие «механизм нагнетания» вкладывается широкий смысл.

Необходимым условием для вступления в действие механизма нагнетания является разность давлений, преимущественно гравитационных, на один и тот же слой. Если градиент давлений, т. е. их разность, деленная на расстояние, на котором она «набегает», превышает вязкостное сопротивление вещества слоя деформации, то начинается пластическое перемещение вещества вдоль слоя, параллельно ограничивающим его поверхностям напластования, из областей повышенного в области пониженного давления. При истечении вещества наряду с горизонтальной компонентой движения, реализация которой ограничивается боковым отпором смежных по горизонтали толщ пород и встречными горизонтальными потоками вещества, большую роль играет направленная вверх, в область относительно низких гравитационных давлений, вертикальная компонента. В результате траектории движения частиц искривляются, что морфологически выражается в изгибании слоев и формировании крупных складок. В целом вещество перемещается в направлении восстания. На пути от областей повышенного к областям сниженного давления и в особенности в пределах последних, вследствие волнообразного набега одних частей слоев на другие, образуются различных размеров дополнительные складки, а также надвиги.

Областями пониженного гравитационного давления являются:

1. Разрывы, возникшие, например, при землетрясении, т. е. при упругой разрядке напряжений в земной коре (нагнетание в разрыв, рис. 6, а).
2. Флексуры, созданные вертикальными движениями блоков фундамента: в верхних замках и на смыкающих крыль-

ях флексур давление снижается в результате образования разрывов и трещиноватости при продольном растяжении слоев, а также вследствие зависания слоев над уступом между блоками (нагнетание в верхний замок флексуры, рис. 6, б). 3. Присводовые части пологих антиклиналей, сформированных, например, при прохождении растянутых слоев через хорду (по Косыгину и Магницкому, см. выше). Здесь проявит себя так называемый «эффект свода», или «арочный эффект», широко используемый в технике при строительстве арочных перекрытий: антиклинальная арка, подобно мостовой арке, перерадет давление от веса слагающих ее и перекрывающих слоев в основания крыльев антиклинали и в смежные синклинали, где давление соответственно возрастает (нагнетание в пологий свод, рис. 6, в). 4. Присводовые части крутых антиклиналей, формирующихся на поздних стадиях нагнетания, где давление оказывается пониженным не только под влиянием арочного эффекта, но также вследствие расплющивания слоев на крыльях складок (нагнетание в крутой свод, рис. 6, г).



Из сказанного следует, что градиент давлений на некоторый слой образует поверхностные силы, внешние относительно слоя — это преимущественно сила тяжести лежащих выше слоев (пункты 1, 2, 3 предыдущего абзаца), выведенные из равновесия также внешними силами, приложенными снизу — от фундамента, сверху — при продолжающемся осадконакоплении на флексурах и в крупных синклиналях, и с боков — от ограничений прогиба при его прохождении через хорду. Но если градиент внешних давлений возник, проявится тенденция перемещения вещества в сторону пониженного давления, и этой тенденции будут способствовать внутренние давления в слоях: 1. Выталкивающее давление, производное от гравитационного.

Рис. 6. Нагнетание в области пониженного гравитационного давления:

а — в разрыв; б — в верхний замок флексуры; в — в свод антиклинали; в — пологий, г — крутой. Стрелки показывают направление перемещения вещества. Сверху схематичные кривые: P — гравитационного давления, T — температуры, W — водопитока, V — вязкости

Сила тяготения, приложенная ко всем слоям и ориентированная по радиусам к центру Земли, а в масштабе интересующих нас участков — по вертикали, возбуждает выталкивающую силу и соответствующее давление, которое действует в направлении восстания: вытесняет каждый нижележащий слой из-под вышележащего в стороны и вверх до уровня, пропорционального

разности плотности и мощности слоев. Понимается, эти соотношения справедливы и в приложении к комплексам слоев — свитам, толщам и т. п.; они действительны при отсутствии и наличии инверсии плотностей, так как соотношение плотностей влияет на величину выталкивающей силы, но не определяет ее существования. 2. Всестороннее давление, возникающее при разуплотнении (увеличении объема) вещества слоев, как средства уменьшения внутренней энергии вещества при поднятии и уменьшении нагрузки сверху. Разуплотнение происходит путем растрескивания слоев, увеличения числа и объема пор и рекристаллизации, в том числе гидратации, минералов с образованием менее плотных атомных упаковок. 3. Всестороннее давление, возникающее при увеличении объема слоистых толщ вследствие притока (диффузии) вещества из глубоких зон коры и верхней мантии (кристаллизационное давление при регенерации минералов, расширение пор и трещин под давлением поступающих извне растворов и газов), а также при обводнении и набухании глинистых толщ, в особенности монтмориллонитовых. 4. Расклинивающее давление тонких пленок воды при отжимании пластовых вод из горных пород в процессе погружения и увеличения гравитационных нагрузок и при последующем обводнении пород в процессе поднятия и уменьшения нагрузок. 5. Статическое пластовое давление жидкостей и газов в сообщающихся поровых пространствах, способное противостать гравитационному давлению и даже превышать его, как показывают многочисленные примеры оседания дневной поверхности при интенсивной откачке воды, нефти и газа из недр. 6. Динамическое пластовое давление находящихся в породе жидкостей и газов на твердые частицы в процессе перемещения к областям пониженных статических давлений: газовой-жидкие компоненты, перемещаясь с большей скоростью, чем твердые, проталкивают их в сторону движения (наиболее ярко это явление выражено в деятельности грязевых вулканов). 7. Сверхвысокое пластовое давление жидкостей и газов в замкнутых поровых пространствах, возникающее по малоизвестным причинам.

Этот перечень, несомненно, не полон и еще предстоит оценить абсолютные и относительные значения внутренних давлений, порожденных процессами физико-химического преобразования вещества слоев и стремящихся вытеснить вещество в область пониженных внешних давлений.

Интенсивность действия механизма нагнетания, помимо градиента внешних давлений, величины и направления внутренних давлений в слоях, зависит от вязкости (силы внутреннего взаимодействия, внутренних связей частиц вещества) каждого слоя в отдельности и свит как комплексов слоев. Уменьшение вязкости, или пластификация, способствует проявлению механизма нагнетания. Пластификация слоистых комплексов обусловлена действием ряда факторов — динамических, структурных и вещественных.

К динамическим факторам относятся: 1) уменьшение всесто-

ронного давления и соответственно увеличение расстояний и ослабление взаимодействия частиц вещества; 2) увеличение напряжений сдвига, по отношению к которым наиболее податливы связи между частицами; 3) динамические импульсы (толчки, встряхивания, например при землетрясениях), которые в обводненных, слабо консолидированных осадках вызывают явления тиксотропии: разрушают структурные связи между частицами, вследствие чего вязкость осадка мгновенно и значительно уменьшается, а затем по мере восстановления структурных связей медленно возрастает до прежних значений; 4) возрастание времени действия давлений и как следствие — суммирование с течением времени небольших по величине пластических деформаций — эффект, называемый ползучестью, который понимается как результат снижения вязкости вещества; 5) повышение температуры и соответственно ослабление связей между частицами при возрастании амплитуды их тепловых колебаний.

К структурным факторам пластификации принадлежат: 1) уменьшение мощности слоев, т. е. увеличение числа поверхностей раздела в толще пород и как следствие — ослабление связей между частицами. (Этот фактор проявляется еще в процессе осадконакопления, когда формируется мощность слоев); 2) рассланцевание — следствие то же, что и выше. Основной причиной рассланцевания, т. е. расщепления слоев на тонкие пластинки, параллельные поверхностям напластования, надо считать гравитационное давление, которое на стадии погружения, когда складкообразование только начинается, ориентировано в целом перпендикулярно слоистости. Если оно распределено неравномерно, то пластовые растворы и газы перемещаются вдоль слоев в сторону пониженного давления. В поисках путей перемещения газы расширяют послойные трещины, тонкие пленки воды расклинивают их, водные растворы содействуют перекристаллизации и переориентации минералов соответственно ориентировке силовых линий гравитационного поля. Не исключено, что вязкость слоистого комплекса уменьшается статистически линейно с возрастанием числа имеющих в нем поверхностей напластования и сланцеватости.

К вещественным факторам пластификации причисляются: 1) изменения состава кристаллических зерен и цемента, снижающие силу взаимодействия частиц вещества; 2) газово-жидкие компоненты, и прежде всего вода и ее растворы. О влиянии воды на вязкостные свойства горных пород говорилось выше: динамическое давление струй воды расшатывает связи между твердыми частицами и проталкивает их к областям пониженных статических давлений. Расклинивающее давление тонких пленок воды увеличивает расстояние между твердыми частицами и тем самым уменьшает силы взаимодействия. Кроме того, обволакивая частицы, вода и другие флюиды действуют как смазка — облегчают относительное смещение частиц, т. е. снижают вязкость горных пород.

Как и в предыдущем случае, когда речь шла об источниках внутренних давлений в слое, этот перечень нельзя считать завершенным, и следует численно оценить влияние факторов пластификации на вязкость твердых пород. Вместе с тем некоторые соотнесения очевидны.

Разрывы, флексуры, своды пологих и крутых антиклиналей как области пониженного гравитационного давления в то же время являются областями пониженной вязкости горных пород: она уменьшается здесь не только в результате падения давления на слои, но и вследствие увеличения теплового потока и притока воды и газов, о чем свидетельствуют геологические наблюдения. Эти сочетания, несомненно, активизируют механизм нагнетания (см. рис. 6, а).

Подведем некоторые итоги и установим тип деформации слоев в процессе нагнетания.

Гравитационное давление, действуя по линиям, сходящимся к центру Земли, стремится уменьшить объем вещества слоев и создает обстановку объемного сжатия при главенствующем сжатии по вертикали. Внутренние давления в слоях, обремененные процессам физико-химического преобразования вещества, в противодействие гравитационному давлению, стремятся сохранить и увеличить объем вещества, т. е. продуцируют обстановку объемного расширения. Система находится в динамическом равновесии, пока гравитационное давление на слои равно по всей их поверхности. Если же на некотором участке оно уменьшится или возрастет, а такие ситуации в природе имеют место (см. выше), то динамическое равновесие нарушится: возникнет градиент давлений на слои. Чтобы его ликвидировать, необходим приток более плотного вещества к участку пониженного давления на слои и отток или уплотнение вещества на смежном участке повышенного давления. При наличии градиента внешнего давления вступают в активные действия внутренние давления в слоях. Совместно с внешним они начнут вытеснять вещество слоев вдоль поверхностей напластования в сторону и вверх, т. е. по восстанию к участку пониженного гравитационного давления. Иными словами, начнется послыйное нагнетание вещества, «заработает» механизм нагнетания.

При послыйном выжимании вещества площадь слоев, а в вертикальном сечении их длина, возрастает, т. е. происходит деформация продольного растяжения и изгиба слоев. В условиях действия внешнего гравитационного и внутренних давлений в слоях эта деформация является следствием не равного по величине сжатия: большего в поперечном к слоистости направлении и меньшего — в продольном, но не результатом приложения продольных растягивающих сил вне поля объемного сжатия.

Если объем слоев в процессе деформации остается неизменным, то увеличение их площади должно сопровождаться пропорциональным уменьшением мощности. Но внутренние давления в слоях, противостоящие гравитационному, отражают тенденцию

объемного расширения вещества. При нагнетании она может реализоваться, а это значит, что в зависимости от соотношения величины объемного расширения и избыточной площади слоев их мощность может уменьшаться, сохраняться и даже возрастать.

Резюме: действующие силы — поверхностные и объемные. Первые, приложенные к слоям снизу, сверху или с боков, вызывают начальную деформацию и нарушают динамическое равновесие объемных сил. Объемные силы, восстанавливая равновесие, производят главную деформацию; деформирующие силы преимущественно продольные; ширина складчатой зоны не сокращается; избыточная длина слоев — следствие деформации продольного растяжения в обстановке не равного по величине сжатия — больше поперек слоистости и меньшего вдоль нее.

Критические замечания вызывают те обычные случаи, когда в ядрах антиклиналей, причисляемых к складкам нагнетания, вскрываются породы более плотные, чем на крыльях. Считается, что эти соотношения противоречат гипотезе нагнетания, но они могут объясняться действием выталкивающего и других внутрислойных давлений. В. Е. Хаин (1964), критикуя идею о глубинном диапиризме, высказанную А. А. Сорским (1962, 1964) и поддержанную В. В. Белоусовым (1969), отмечает несовпадение во времени эпох складкообразования с эпохами гранитизации и метаморфизма, когда увеличивается приток глубинного вещества и формируются, по А. А. Сорскому, глубинные диапиры. Этот вопрос подлежит более тщательному исследованию, с чем согласен и В. Е. Хаин.

Модель в значениях λ , ν : при действии механизма нагнетания избыточная длина слоев, являясь следствием деформации продольного растяжения, возрастает с ростом градиента внешнего давления на слои, ростом внутренних давлений в слоях, увеличением времени действия давлений и уменьшением вязкости слоев и слоистых комплексов. Те же факторы определяют значения ν . Действительно, поскольку избыточная длина слоев зависит от градиента внешних давлений, то чем уже зона приложения разности давлений, чем больше таких зон, тем больше избыточная длина. Но сужение указанных зон и увеличение их числа означает соответственный рост частоты антиклиналей нагнетания. Аналогично с увеличением внутренних давлений в слоях, возрастанием длительности действия давлений и уменьшением вязкости слоев и свит будут формироваться новые складки, так как окажется возможным «втиснуть» слои во все более узкие зоны пониженных внешних давлений, использовать для продольного изгиба все большее число внутренних неоднородностей состава и структуры слоев, выжимать вещество с крыльев в своды крутых антиклиналей с образованием мелких складок.

Таким образом, учитывая только перечисленные выше факторы, надо считать, что в процессе нагнетания ν возрастает приблизительно пропорционально λ .

Это заключение станет более определенным, если учесть влияние еще одного, решающего, фактора.

Действие механизма нагнетания находится под постоянным контролем сил тяжести: силы тяготения препятствуют разрастанию складчатости вверх и способствуют разрастанию в ширину. Иначе говоря, гравитация расплющивает не только слои, но и складчатую структуру. Но мы знаем, что при постоянном значении λ складчатая структура уплощается с увеличением v . Если λ возрастает, а осевые поверхности складок остаются крутопадающими, то проявляется тенденция вертикального «разбухания» складчатости, и для ее ликвидации необходим опережающий рост v . Эти теоретически очевидные положения подтверждены экспериментально, о чем говорилось при описании механизма продольного сжатия в отсутствие и при наличии нагрузки сверху на слои. Следовательно, ускоренный рост v сравнительно с λ — непременное условие формирования складчатости нагнетания с крутопадающими осевыми поверхностями складок (рис. 5, III, в; 5, III; кривая III типа на рис. 5, I—III).

При наклонах осевых поверхностей под углами около 60° и меньше наряду со складками проявляются многочисленные чешуи (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966). Складчатость такого вида В. Е. Хаин (1964) именуется изоклинально-чешуйчатой. Расплющивание складчатой структуры достигается здесь нагнетанием вещества по пологопадающим поверхностям. Силы гравитации будут способствовать возрастанию λ , и модель процесса будет иной: v возрастает медленнее λ (рис. 5, III, г; первая модель, кривая I типа на рис. 5, I—III).

Экспериментальные модели складок нагнетания создавались применительно к двум ситуациям: 1) гравитационное нагнетание в разрыв и в верхний замок флексуры с образованием гребневидных антиклиналей (Белоусов, Гзовский, 1964; Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Лебедева, 1958, 1962б, 1966); 2) объемное нагнетание, происходящее при увеличении объема пластически деформируемого вещества (Вихерт, Курбатова, 1968; Кириллова, 1963). Объемным нагнетанием удалось воспроизвести гребневидные антиклинали в верхних замках флексур и серии складок в горизонтально залегающих слоях. Экспериментально доказано, что при увеличении объема пластически деформируемого вещества слои увеличивают не только свою мощность, но и площадь, сминаясь при этом в складки. В природе, где массы вещества, а тем самым и гравитационные давления во много раз больше, чем в лабораторных образцах, увеличение объема горных пород не может реализоваться за счет возрастания мощности слоев: это означало бы вертикальное разбухание слоистых толщ, чему препятствуют гравитационные давления. Увеличению площади слоев они содействуют. Следовательно, именно в этой форме, с которой непосредственно и связано складкообразование, проявится увеличение объема горных пород.

Выводы

1. Мы рассмотрели шесть механизмов складкообразования, различных по формам проявления в структуре слоистых толщ, по типу приложения и направлению действующих сил. Эти механизмы были объединены в три группы в зависимости от предписанных их действием тенденций изменения показателей интенсивности складчатых деформаций: I группа — глыбовый (штамповый, поперечного изгиба), гравитационного всплывания, гравитационного оползания; II группа — внешнего продольного сжатия; III группа — хордовый, нагнетания⁵.

2. Все перечисленные теоретические модели складкообразования, кроме модели внешнего сжатия, исходят из следующих главных предположений: а) складчатые деформации — следствие совместного действия поверхностных (внешних) и объемных (внутренних) сил, результат активной реакции слоистых толщ на активные внешние воздействия. Особенно велико значение объемных и прежде всего гравитационных сил, и наиболее активна реакция слоистых толщ на внешние воздействия в моделях нагнетания, всплывания и оползания; б) складчатая деформация — следствие продольного растяжения (и изгиба) слоев. Модели нагнетания, всплывания и оползания предусматривают растяжение в обстановке не равного по величине сжатия, связанного силам тяготения, — большего поперек и меньшего вдоль слоистости. Поперечник зоны, занятой слоями, при складкообразовании не сокращается.

3. Модель внешнего сжатия построена на иных или противоположных предположениях: а) складчатые деформации — следствие действия поверхностных (внешних) сил, результат пассивной реакции слоистых толщ на активные внешние воздействия; силы гравитации рассматриваются только как источник внешних воздействий, в частности как возможная причина сокращения поперечника складчатых зон, но в качестве внутренних сил не принимают участия в деформировании слоев; б) складчатая деформация — следствие продольного сжатия (и изгиба) слоев, происходящего при сокращении поперечника зоны, занятой слоями.

4. Сопоставления по пунктам 2, 3 свидетельствуют о том, что модель внешнего регионального сжатия — это абстракция без геологических аналогов. По воле ее создателей она действует только с помощью поверхностных сил и практически вне поля земного тяготения, т. е. в условиях, не имеющих ничего общего с теми, в которых совершается складкообразование в природе. Эта модель противоположна остальным по еще одному важнейшему признаку: только она содержит предположение, что избыточная длина слоев является следствием деформации продольного сжатия, но не растяжения.

⁵ Разновидность, проявляющаяся при нагнетании по пологим поверхностям и отнесенная к I группе, не является самостоятельным механизмом.

5. Комплексные по своей структуре механизмы складкообразования, например механизм общего смятия (Белоусов, 1962 а, 1969; Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Лебедева, 1962б, 1966), объединяющий в себе ряд элементарных механизмов — нагнетания, всплывания, оползания, разваливания, местного продольного сжатия, — не поддаются описанию принятыми методами, так как не удастся теоретически вывести соотношение λ и ν при одновременном действии нескольких механизмов, каждый из которых от места к месту несогласованно меняет свой вклад в деформацию слоев.

IV. Статистический анализ тенденций изменения интенсивности складчатости, наблюдающихся в природе, и сопоставление с ними результатов моделирования

Задачей главы является анализ тенденций изменения интенсивности складчатости, наблюдающихся в природе (установленных по геологическим данным), и их сопоставление с тенденциями, свойственными различным теоретическим кинематическим моделям складкообразования, с тем, чтобы на основе сопоставления выбрать наиболее правдоподобные теоретические модели.

Методика подбора и объем геологических данных. Объектами исследования послужили тектонические разрезы, зарисовки и фотографии складок, по которым замерялись значения λ и ν . Чтобы обеспечить представительность материала, изучались разрезы, составленные различными геологами в разных масштабах, в различные годы и по различным складчатым областям — докембрийским, каледонским, палеозойским, герцинским, мезозойским и альпийским, расположенным на разных материках — Американском, Евразийском и отчасти Африканском. Было известно, что в складчатых областях различного возраста и местоположения наблюдаются морфологически сходные ассоциации складок. Поэтому морфологический, но не возрастной или региональный, признак был взят за основу при делении изученного множества складок на подмножества, по каждому из которых в отдельности, а затем совместно исследовались тенденции изменения интенсивности складчатых деформаций.

Принималось следующее деление складчатости на морфологические типы: прерывистая, промежуточная, полная, метаморфическая (по Белоусову, 1962а), с дополнениями — чешуйчатая (изоклинально-чешуйчатая, по Хаину, 1964), шарьяжная. Всего шесть типов складчатости. Из них в анализ вошли пять типов, исключая прерывистую складчатость, которая характеризуется малыми значениями избыточной длины слоев, находящимися за пределами точности метода их оценки.

Использованы данные более ста авторов, советских и зарубежных. В табл. 3 приводятся ссылки на некоторые литературные

Морфологические типы

Области распространения	Морфологические типы	
	Промежуточная	Полная
Альпиды	Скалистые горы, Юрские горы, Аппенины, Атлас, Кавказ, Копетдаг (Ирдли, 1954; Heim, 1922; Гортани, 1964; Glangeaud, 1932; Белоусов, 1962б; Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Сорский, 1962; Шолпо, 1964; Шурыгин, 1962, Резанов, 1959)	Скалистые горы, Атлас, Карпаты, Кавказ (Ирдли, 1954; Glangeaud, 1932; Богданов, Пуцаровский, 1950; Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Кириллова, 1968; Сорский, 1962; Шолпо, 1964; Шурыгин, 1962)
Мезозониды, палеозониды, герциниды, каледониды	Скалистые горы, Аппалачи, Вичита, Верхоянье, Урал, Казахстан, Памир (Ирдли, 1954; Вихерт, Возин и др., 1961; Гусев, 1968; Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1966; Херасков, Колосов, 1938; Сычева-Михайлова, 1962; Штрейс, 1951; Гзовский, 1959; Зайцев, 1961; Бархатов, 1963)	Скалистые горы, Аппалачи, Уачита, Верхоянье, Урал, Казахстан, Алтай, Саяны, Памир (Ирдли, 1954; Клоос, 1963; King, Ferguson, 1960; Вихерт, Возин и др., 1961; Зоненшайн, 1965; Сборщиков, 1966; Херасков, Колосов, 1938; Эз, Гафт, Кузнецов, 1965; Зайцев, 1961; Книппер, 1963; Паталаха, 1967; Ажгирей, 1966; Бархатов, 1963; Зайцев, 1963)
Байкалиды, карелиды, беломориды		
Метаморфические толщи в ядрах альпийских, мезозойских, герцинских и каледонских антиклинорий		

складчатости

Области распространения	складчатости		
	Чешуйчатая	Шарьяжная	Метаморфическая
Альпиды	Скалистые горы, Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи, (Ирдли, 1954; Heim, 1922; Богданов, Пуцаровский, 1950; Глушко, 1968; Шевченко, 1962; Гансер, 1967)	Альпы, Атлас, Динариды, Кавказ, Памир, Гималаи (Жидон, 1964; Sadsch, 1953; Heim, 1922; Kober, 1921; Lombard, Gansser, 1962; Glangeaud, 1932; Белостокский, 1967; Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Руженцев, 1965; Гансер, 1967)	
Мезозониды, палеозониды, герциниды, каледониды	Аппалачи, Казахстан (Ирдли, 1954; Грум-Гржимайло, 1965)	Аппалачи, Урал, Алай (King, Ferguson, 1960; Камалетдинов, 1965; Поршняков, 1968)	
Байкалиды, карелиды, беломориды			Байкало-Патомское нагорье, Восточный Саян; Канадский, Балтийский, Алданский, Украинский, Анабарский щиты (Салоп, 1967; Ирдли, 1954; Горлов, 1967; Дук, 1967; Кратц, 1963; Шуркин, 1964; Заборовская, Марков, 1963; Рябенко, 1967; Каденский, 1961; Павловский, 1962; Павловский, Ескин, 1964)
Метаморфические толщи в ядрах альпийских, мезозойских, герцинских и каледонских антиклинорий			Скалистые горы, Сьерра-Невада, Кавказ, Британские о-ва и Норвегия, Казахстан, Памир и Алай (Ирдли, 1954; Соловьев, 1964; Андерсен, 1968; Бертельсен, 1968; Mc Inture, 1952; Моисеенко, 1961; Бархатов, 1963; Каюков, Казанин, 1963; Синицын, 1956)

источники, в которых содержатся принятые для замеров разрезы с указанием морфологического типа, возраста и географического местоположения складчатости. Автор пользовался также многочисленными фотографиями мелких складок в метаморфических толщах докембрия Балтийского и Алданского щитов, предоставленными В. В. Эзом, Д. Е. Гафт, Т. М. Гептнер, Б. И. Кузнецовым, Л. Н. Куклеем, а также детальными разрезами Большого Кавказа, переданными автору В. Н. Шолпо, и разрезами Верхоянского хребта, переданными И. М. Сборщиковым.

Определены значения λ и ν по 838 разрезам. Всего было зафиксировано более 8000 антиклиналей. Их количество на каждом разрезе изменялось от 1, например в шарьяжах, до 70, обычно оно заключалось в пределах от 5 до 20. Масштабы разрезов варьировали от 1:1 (фотографии) до 1:500 000 (некоторые разрезы промежуточной складчатости). Большинство разрезов имело масштаб от 1:10 000 до 1:100 000.

Краткая морфологическая характеристика складчатостей различного типа дается ниже для чешуйчатой, шарьяжной и метаморфической складчатостей. Полную и промежуточную складчатости неоднократно характеризовал В. В. Белоусов.

Чешуйчатая складчатость наблюдается в терригенных, терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных преимущественно тонко- и среднеслоистых породах. Встречается в каледонидах, герцинидах, альпидах.

Этой складчатости свойственны узкие крутые наклонные антиклинали, разделенные более широкими и более пологими синклиналями и осложненные вдоль осевых поверхностей и крыльев многочисленными чешуйчатыми надвигами. Местами чешуи, перекрывая осевые зоны антиклиналей, переходят в шарьяжи. Таким образом, чешуйчатую складчатость составляют гребневидные антиклинали, дуговидные синклинали, чешуи и шарьяжи.

Чешуйчатая складчатость сочетается с полной и промежуточной (гребневидной). Существуют складчатые системы, например Карпатская, Гималайская, в пределах которых чешуйчатая складчатость занимает место полной, т. е. охватывает осевые части антиклинориев, а на их крыльях и периклиналях сменяется гребневидной складчатостью. Полная складчатость наблюдается на ограниченных по площади участках. В других системах, например в Аппалачской, чешуйчатая и полная складчатости, сменяя друг друга по простиранию, занимают приблизительно равные площади в осевых частях антиклинориев. Наконец, есть складчатые системы, например Кавказская, где чешуйчатая складчатость развита на ограниченных по площади участках внутри зон полной складчатости.

Чешуйчатая складчатость объясняется действием гравитационных сил — оползанием слоев с приосевых частей и склонов растущих складчатых поднятий (Богданов, Пущаровский, 1950) с привлечением сил внешнего сжатия (Хаин, 1964) или процессами,

близкими к механизмам нагнетания и разваливания также при наличии внешнего сжатия (Бухер, 1957).

Шарьяжная складчатость обособлена автором. Имеется в виду складчатая структура шарьяжей (покровов) гельветского типа (Белоусов, 1962а, 1969; Хаин, 1964), гравитационных по происхождению. Складчатость выделена с той целью, чтобы с помощью λ и ν проследить за изменением интенсивности деформаций, возникающих при гравитационном оползании.

Шарьяжи сложены преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными и тонко- и среднеслоистыми породами. Наряду с ними встречаются гнейсы, кристаллические сланцы, массивные и слоистые известняки и некоторые другие разности пород. Возраст слоев меняется от докембрия до неогена. Возраст шарьяжей каледонский, герцинский, альпийский.

Часто встречающаяся и наиболее простая форма шарьяжей — это широкая синклиналь, подобная синклинальным складкам гребневидной складчатости. Если шарьяж осложнен системой складок, то последние обычно вытянуты вдоль осевых поверхностей, зачастую изоклиналильные и, как правило, наклоненные или опрокинутые, вплоть до лежачих. Наклоняются складки только в сторону движения покрова.

В Альпах шарьяжная складчатость преобладает над другими видами деформаций. В других складчатых системах покровы встречаются эпизодически, будучи связаны главным образом с чешуйчатой складчатостью.

Метаморфическая складчатость присуща гнейсам, амфиболитам, кристаллическим сланцам, мраморам и мраморизованным известнякам и доломитам, серицит-хлоритовым сланцам, филлитам. Эти породы имеют обычно докембрийский, реже нижнепалеозойский возраст. Возраст складчатости преимущественно докембрийский.

Образование метаморфической складчатости связывается с увеличением объема толщ вследствие приноса глубинного вещества в процессе регионального метаморфизма.

По мнению большинства исследователей, складчатость метаморфических толщ в целом интенсивнее складчатости пород, слабометаморфизованных. Вместе с тем трудности стратификации метаморфических пород и специфика их складчатой структуры в различных регионах приводят к разногласиям в решении ряда вопросов. Одни исследователи считают, что в метаморфических комплексах крутые складки мелких и средних размеров сочетаются с более пологими крупными складками (Горлов, 1967; Дук, 1964; Павловский, 1962; Полканов, 1953; Синицын, 1956; Шуркин, 1964). Другие не видят существенных различий в морфологии мелких и крупных форм, причисляя и те и другие к изоклиналильным (Хорев, 1955; Эз, 1967; Mc Intyre, 1952). Высказывалось мнение о преобладании в докембрийских метаморфических толщах складок с горизонтальными осевыми поверхностями в противоположность пос-

лекембрийским формам, имеющим преимущественно вертикальные осевые поверхности (Michot, 1956). Этот вывод оспорен на примерах докембрийских структурных форм с вертикальными осевыми поверхностями (Павловский, 1962). В последние годы все чаще поступают сведения о наличии в метаморфических толщах складок различных размеров — от сантиметров до десятков километров в поперечнике, — осевые поверхности которых, в свою очередь, смяты в складки. В терминологии различных авторов это перекрестная (пересекающаяся), двойная наложенная складчатость, синформы и антиформы (Андерсон, 1968; Бертельсен, 1968; Гансер, 1967; Кузнецов, 1969; Эз, 1967; Naha, Chaudhuri, 1966; Ramsay, 1958; Roberts, 1966).

Полевые наблюдения автора и литературные данные приводят к следующим выводам: 1) специфическими и в то же время относительно распространенными формами метаморфической складчатости являются мелкие изоклиальные складки, дуговидные складки мелких и средних размеров с крутонаклоненными шарнирами, крупные куполовидные складки с крутыми крыльями, осложненными изоклиальными и дуговидными складками мелких и средних размеров, концентрически огибающими купол, а также различных размеров синформы и антиформы; 2) вместе с тем значительно большие площади занимают складки различных размеров, морфологически сходные с формами промежуточной и полной складчатостей пород средней и низкой стадии метаморфизма, но характеризующиеся в среднем более крутыми наклонами слоев. Справедливость этих выводов будет подтверждена ниже на статистическом материале.

Оценки деформации слоев по типам складчатости, полученные с помощью различных показателей, различными авторами, в различные годы и по различным складчатым областям, приведены в табл. 4.

Угловую меру деформации слоев применяли А. Кайё и А. И. Рыбин (строки 1, 2). Воспользовавшись их данными, автор нашел средние углы наклона и средние значения избыточной длины слоев. С оценками автора (строка 19) меньше расходятся цифры, вычисленные по материалам Рыбина, нежели Кайё, вероятно, потому, что Кайё, в противоположность Рыбину, брал за основу не средние, а медианные величины, дающие при асимметричных распределениях заниженные результаты.

Э. Клоос и Е. И. Паталаха использовали иную меру деформации слоев — соотношение диаметров эллипсоидальных оолитов, имевших до деформации сферическую форму (строки 3, 4). По 119 замерам удлинения оолитов по оси «а» эллипсоида, приведенным на фиг. 65 в статье Э. Клооса (1958), автор установил среднее удлинение (верхняя цифра строки 3) и, определив λ по 6 разрезам Аппалачей, составленным Клоосом, вычислил среднее значение избыточной длины слоев (нижняя цифра строки 3). С учетом определительских ошибок, расхождение полученных резуль-

№ п/п	Автор, год издания	Складчатая область	Морфологический тип складчатости					
			прерывистая	промежуточная	полная	чешуйчатая	шарьяжная	метаморфическая
Угол наклона слоев								
1	Кайё (Cailleux, 1956)	платформы	0—2° ($\bar{\alpha}=0,3^{\circ}$; $\bar{\lambda}=1,000001$)					
		альпийские, герцинские и каледонские складчатые области		10—40° ($\bar{\alpha}=27^{\circ}$; $\bar{\lambda}=1,11$)				
		альгонкские и архейские складчатые области						30—70° ($\bar{\alpha}=57^{\circ}$; $\bar{\lambda}=1,84$)
2	Рыбин, 1963	платформы	0,5—1,0° ($\bar{\alpha}=0,75^{\circ}$; $\bar{\lambda}=1,0001$)					
		складчатые области		10—15° ($\bar{\alpha}=12,5^{\circ}$; $\bar{\lambda}=1,03$)	60—70° ($\bar{\alpha}=65^{\circ}$; $\bar{\lambda}=2,15$)			
Длина диаметров эллипсоидальных оолитов								
3	Клоос, 1958	Аппалачи			(1,38) ($\bar{\lambda}=1,48$)			

№ п/п	Автор, год издания	Складчатая область	Морфологический тип складчатости					
			прерывистая	промежуточная	полная	чешуйчатая	шарьяжная	метаморфическая
4	Паталаха, 1967	Успенская зона смятия, Казахстан			$\bar{\lambda}=2,15$ ($\lambda=1,58$)			
Длина будин и межбудинных промежутков								
5	Кузнецов, 1969	Балтийский щит, Карелия						>15—30
Избыточная длина слоев								
6	Гзовский, 1948	складчатые области	1,0—2,0	1,2—3,5	2,0—4,0			
7	Кропоткин, 1950	складчатые области		1,2—1,6				
8	Гейм (Heim, 1922)	Альпы, Юрские горы	1,22—1,72 (1,08—1,68)					
9	Степанов, 1909	Донбасс		1,17				
10	Захаров, 1961	Таджикская впадина		1,20—1,33				
11	Бронгулеев, 1967	Каратау, Казахстан		1,32				

№ п/п	Автор, год издания	Складчатая область	Морфологический тип складчатости					
			прерывистая	промежуточная	полная	чешуйчатая	шарьяжная	метаморфическая
12	Хаин, 1949	Б. Кавказ, южный склон			>2,5—3,0			
13	Бубнов, 1960	Альпы, Гельветская зона					1,5—1,6	
14	Гейм (Heim, 1922)	Альпы в целом					2,0	
15	Гогель (Goguel, 1952)	то же					2,0	
16	Кобер (Kober, 1921)	»					2,0—3,0	
17	Кадиш (Cadisch, 1953)	Швейцарские Альпы					4,0	
18	Грюмпи, 1964	то же					3,0—5,0 ($\bar{\lambda}=1,84$)	

№ п/п	Автор, год издания	Складчатая область	Морфологический тип складчатости					метаморфическая
			прерывистая	промежуточная	полная	чешуйчатая	шарьяжная	
19	Вихерт (наст. сб.)	платформы	$(\bar{\lambda}=1,0001;$ $\bar{\alpha}=0,75^\circ)$					
		альпийские, мезозойские, герцинские и каледонские складчатые области по типам складчатости		$\lambda=1,01-$ $-1,59$ $\bar{\lambda}=1,20$ $\bar{\alpha}=33^\circ$ $v=0,02-$ $1,48$ $n=170$	$\lambda=1,16-$ $-3,40$ $\bar{\lambda}=1,53$ $\bar{\alpha}=49^\circ$ $v=0,28-$ -1770 $n=246$	$\lambda=105-$ -383 $\bar{\lambda}=2,07$ $\bar{\alpha}=61^\circ$ $v=0,14-$ $-2,61$ $n=82$	$\lambda=1,02-$ $-3,73$ $\bar{\lambda}=1,60$ $\bar{\alpha}=51^\circ$ $v=0,04-$ $-7,53$ $n=95$	
		послекембрийские складчатые области в целом			$\lambda=1,01-3,83$ $\bar{\lambda}=1,52$ $\bar{\alpha}=49^\circ$ $v=0,02-1770$ $n=593$			
		докембрийские складчатые области в целом					$\lambda=1,02-$ $-10,00$ $\bar{\lambda}=2,69$ $\bar{\alpha}=68^\circ$ $v=0,04-$ -151200 $n=245$	

Примечание. Цифры через тире — размах значений; цифры в скобках — значения, вычисленные автором по материалам публикаций; величины с черточкой сверху ($\bar{\alpha}$, $\bar{\lambda}$) — средние значения соответственно углов наклона и избыточной длины слоев; v — относительная частота антиклиналей; n — число разрезов, по которым определены λ , v .

татов не существенно. Е. И. Паталаха пересчитал деформацию, полученную по соотношению диаметров оолитов, в избыточную длину слоев по четырем разрезам (верхняя цифра строки 4). Один из разрезов Успенской зоны, приведенный Паталахой (1967), позволил автору этих строк измерить избыточную длину слоев непосредственно (нижняя цифра строки 4). Расхождение между двумя значениями λ выходит за рамки определительских ошибок. По мнению автора, результат Паталахи завышен.

Б. И. Кузнецов оценил растяжение слоев по соотношению длины будин и межбудинных промежутков (строка 5). Оценка приблизительная, статистически не подтвержденная. По мнению автора этой статьи, она показывает максимальное, но не среднее («обычное», как пишет Кузнецов) растяжение слоев при будинаже.

Избыточная длина слоев неоднократно принималась в качестве индикатора складчатых деформаций. М. В. Гзовский (строка 6) оценил λ по типам складчатости и намеревался статистически подтвердить свои выводы, но, к сожалению, не сделал этого. По данным автора (строка 19), оценки Гзовского сильно завышены. В строках 7—12 приведены значения избыточной длины слоев промежуточной и полной складчатостей, определенные рядом геологов по немногочисленным замерам и прикидочными методами. Они вполне согласуются с результатами, полученными автором (строка 19), но цифры В. Е. Хаина (строка 12) представляются автору преувеличенными. В строке 8 сопоставлены результаты замеров А. Гейма (верхние цифры) и автора по разрезам Гейма (нижние цифры). Соответствие хорошее.

Далее, в строках 13—18 в возрастающем порядке помещены оценки избыточной длины слоев Альп, где, как известно, широко развиты шарьяжи. В целом оценки умеренные и согласующиеся с результатами, полученными автором (строка 19). В строке 18, в скобках,—среднее значение λ , найденное автором по 59 разрезам шарьяжей, изображенным в публикациях альпийских геологов. Цифра получена по замерам внутри шарьяжей гельветского типа без учета перекрытий одних покровов другими (на ограниченных по площади участках наблюдается четырехкратное перекрытие недеформированных пластин). С учетом перекрытий цифра автора увеличится в среднем не более чем в 1,2 раза, примерно до 2,2, что не противоречит оценкам альпийских геологов.

В целом очевидно, что, несмотря на различие методов определения деформации слоев и неизбежные ошибки, большинство соответственных оценок, приведенных в табл. 4, обнаруживает хорошее согласие.

Тенденции изменения интенсивности складчатостей различного морфологического типа в осредненной форме проступают в цифровых данных табл. 4 (строка 19 и предыдущие): от прерывистой к метаморфической складчатости интенсивность деформаций возрастает.

Обратим внимание на следующие соотношения: 1) прерывистая складчатость в среднем характеризуется ничтожно малой избыточной длиной слоев, по порядку соизмеримой с коэффициентом температурного расширения горных пород; 2) для формирования полной складчатости в среднем достаточно приращения длины слоев на 50—55%, чем обеспечивается средний угол наклона всех слоев порядка 50°; 3) чешуйчатая и шарьяжная складчатости отличаются от полной не только большей средней избыточной длиной слоев, но и значительно меньшей частотой складок; 4) в целом послекембрийские складчатости (промежуточная, полная, чешуйчатая и шарьяжная) имеют умеренную избыточную длину слоев: среднее приращение длины находится в пределах 50—55%; 5) метаморфическая складчатость: (без синформ и антиформ, которые не поддаются исследованию принятыми методами) имеет наибольшую интенсивность: среднее приращение длины слоев составляет 170%. По размаху величин λ и ν в сторону минимальных значений метаморфическая складчатость достигает пределов промежуточной, в максимальную сторону значительно превышает пределы полной и иных складчатостей. Таким образом, метаморфическая складчатость включает в себя аналоги промежуточной, полной, чешуйчатой и шарьяжной складчатостей, а также специфические мелкие формы (плойчатость; максимальные значения λ и ν) и в морфологическом смысле является более крупным подразделением, чем остальные типы складчатостей.

Проследим за тенденциями изменения интенсивности складчатостей различного морфологического типа на статистическом материале.

На рис. 7 представлены графики изменения относительной частоты антиклиналей ν в зависимости от избыточной длины слоев λ по типам складчатости.

Методика построения графиков: по результатам замеров каждому разрезу ставятся в соответствие два числа, λ и ν . Каждую пару чисел можно считать координатами соответствующей точки. Отложив координаты по осям: λ — по горизонтальной, ν — по вертикальной, преобразуем набор разрезов в набор точек. Следовательно, каждой точке на диаграммах рис. 7 отвечает некоторый разрез. Диапазон значений λ невелик (1—10), и по оси λ принят арифметический масштаб. Размах значений ν составляет 8 десятичных порядков (от 0,01 до 150 000 км⁻¹), поэтому по оси ν принят логарифмический масштаб. Чтобы тенденции изменения интересующих нас величин отчетливо просматривались, произведено осреднение значений, по оси λ в интервалах, кратных 0,1, по оси ν — в зависимости от интервалов λ . Осредненные λ и ν дают значительный разброс. Чтобы его уменьшить, произведено сглаживание скользящей средней по пяти точкам. Сглаженные кривые графически отображают тенденции изменения интенсивности складчатости в значениях λ , ν .

На рис. 7, а сглаженные кривые построены в одном и то же

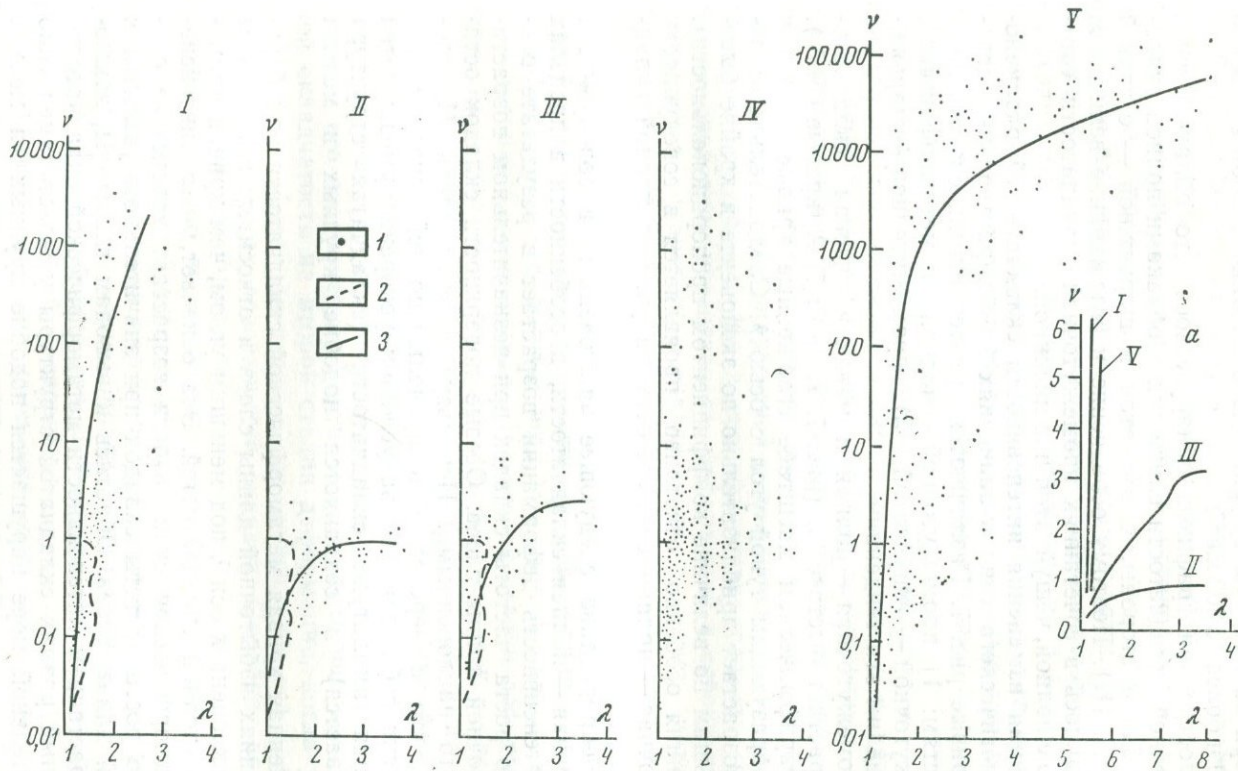


Рис. 7. Графики изменения относительной частоты антиклиналей ν в зависимости от избыточной длины слоев λ по типам складчатости (в полулогарифмическом масштабе):

I — промежуточная — полная, *II* — промежуточная — чешуйчатая, *III* — промежуточная — шарьяжная, *IV* — совместно промежуточная, полная, чешуйчатая, шарьяжная, *V* — метаморфическая. *1* — точки, отвечающие разрезам; *2* — граница облака точек промежуточной складчатости на графиках *I*, *II*, *III*; *3* — сглаживающие линии, обозначающие тенденции изменения интенсивности складчатости. На графике *a* — те же сглаживающие линии в арифметическом масштабе по обоим осям

арифметическом масштабе по обеим осям. Кривые I и V выходят далеко вверх за пределы графика до значений ν соответственно более 1000 и более 10 000 км⁻¹.

При построении графиков обнаружилось, что облако точек промежуточной складчатости сливается с облаками полной складчатости, с одной стороны, чешуйчатой и шарьяжной — с другой (рис. 7, I, II, III). Поэтому осреднение и сглаживание величин λ , ν производилось в сочетаниях промежуточной складчатости соответственно с полной, чешуйчатой и шарьяжной.

Тенденции изменения интенсивности складчатостей различного морфологического типа в значениях λ , ν характеризуют сглаженные кривые рис. 7. Различаются три тенденции, свойственные складчатостям: 1) промежуточной — полной и метаморфической, 2) промежуточной — чешуйчатой, 3) промежуточной — шарьяжной. Определим эти тенденции.

1. Промежуточная — полная и метаморфическая складчатости: ν возрастает быстрее λ (рис. 7, I; 7, V; 7, А, кривые I, V). В полулогарифмическом масштабе сглаженные кривые близки к прямым, образующим тупой угол с осью λ . Следовательно, с ростом λ ν возрастает приблизительно по экспоненте и крайне быстро (с большим по величине коэффициентом пропорциональности). Эта тенденция особенно отчетливо проявляется в совокупности промежуточная — полная складчатости на участке полной складчатости.

Итак, справедливо следующее заключение: в совокупности промежуточная — полная складчатости, в особенности в пределах полной, интенсивность деформаций возрастает в результате опережающего роста частоты складок при незначительном возрастании избыточной длины слоев. Осевые поверхности складок остаются круто наклоненными. Используя выводы главы II, констатируем, что с переходом в пределы полной складчатости статистически соблюдаются два условия: ускоренно уменьшается вертикальная амплитуда складчатости (складчатая структура расплющивается) и сохраняется подобие крупных и мелких форм.

Сглаженная кривая метаморфической складчатости при больших значениях избыточной длины слоев и относительной частоты складок наклонена к оси λ под меньшим углом, чем кривая промежуточной — полной складчатостей. Эта означает, что интенсивность метаморфической складчатости возрастает вследствие опережающего роста частоты складок при значительном увеличении избыточной длины слоев. Обратясь к выводам главы II, заключим: с нарастанием интенсивности метаморфической складчатости вертикальный размах складчатой структуры убывает замедленно и в значительной мере нарушается подобие крупных и мелких форм.

Последнее обстоятельство следует подчеркнуть, так как существует противоположное мнение о подобии формы крупных и

мелких складок метаморфической складчатости. К этому мнению надо относиться с осторожностью.

2. Промежуточная чешуйчатая складчатости: v возрастает медленнее λ (рис. 7, II; 7, а, кривая II). С переходом от промежуточной к чешуйчатой складчатости, в противоположность полной, осевые поверхности складок выполаживаются, появляются надвиги, многие из которых преобразуются в шарьяжи. Тем самым обеспечивается вертикальное расплющивание складчатости, отпадает необходимость быстрого роста v сравнительно с λ (см. заключение главы II и описание механизма нагнетания в главе III). Интенсивность складчатости увеличивается преимущественно за счет роста избыточной длины слоев. Подобие крупных и мелких форм нарушается.

3. Промежуточная — шарьяжная складчатости: v возрастает сначала быстрее, затем медленнее λ (рис. 7, III; 7, а, кривая III). Простейшая и часто встречающаяся форма шарьяжей — пологая широкая синклиналь — свидетельствует о том, что шарьяжи возникают в областях промежуточной складчатости. Иными словами, родоначальником шарьяжной складчатости является складчатость промежуточная. Но в специфических условиях гравитационного оползания интенсивность деформаций в совокупности промежуточная — шарьяжная складчатости нарастает иначе, чем в двух рассмотренных выше ветвях складчатости, начинающихся с промежуточной.

При переходе от простейших к более сложным формам, на первой стадии собственно шарьяжной деформации, наблюдается ускоренный рост v сравнительно с λ : внутри шарьяжа закладываются устья шарниры серии складок. На второй стадии деформации быстрее возрастает λ : коль скоро шарниры складок определились, дальнейший изгиб происходит преимущественно в их окрестностях, и темп нарастания v снижается. Но λ по-прежнему возрастает вследствие продольного растяжения слоев в процессе сползания покрова и продольного сжатия при торможении шарьяжа в области его захоронения. Вертикальное расплющивание шарьяжной складчатости на второй стадии деформации, когда ускоренно возрастает избыточная длина слоев, достигается все большим заваливанием осевых поверхностей складок. Подобие крупных и мелких форм не соблюдается.

4. Совместно послекембрийские складчатости — промежуточная, полная, чешуйчатая и шарьяжная (рис. 7, IV) — обладают тенденцией изменения интенсивности деформаций, сходной с той, которая свойственна докембрийской метаморфической складчатости (рис. 7, V). Обобщенная сглаженная кривая для послекембрийских складчатостей не строилась.

5. Анализ тенденций изменения интенсивности послекембрийских складчатостей различного морфологического типа в значениях λ , v приводит к следующему общему выводу: различаются три ветви, или совокупности, складчатостей, которые начинаются

с промежуточной⁶ и с постепенным переходом преобразуются соответственно в полную, чешуйчатую и шарьяжную складчатости. Каждая ветвь обладает свойственной только ей тенденцией изменения интенсивности складчатых деформаций.

Тенденции изменения показателей интенсивности складчатостей различного морфологического типа в значениях l , λ и l_v , которые рассматриваются ниже, подтверждают заключения предыдущих разделов и позволяют сделать дополнительные выводы.

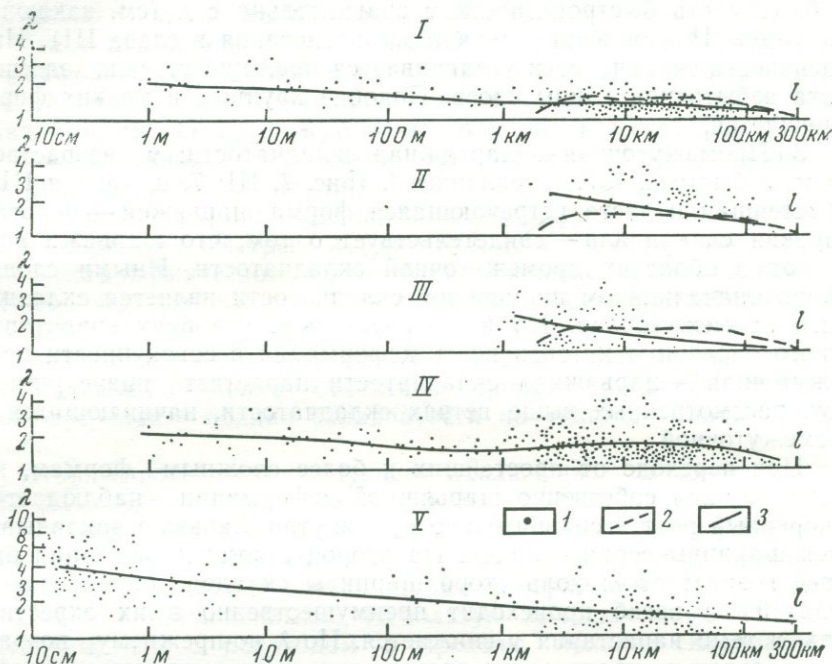


Рис. 8. Тенденции изменения избыточной длины слоев λ в зависимости от ширины зоны складок l , в пределах которой определялось значение λ , по типам складчатости (в логарифмическом масштабе):

I — промежуточная — полная, II — промежуточная — чешуйчатая, III — промежуточная — шарьяжная, IV — совместно промежуточная, полная, чешуйчатая, шарьяжная, V — метаморфическая. 1 — точки, отвечающие разрезам; 2 — граница облака точек промежуточной складчатости на графиках I, II, III; 3 — сглаживающие линии, обозначающие тенденции изменения избыточной длины слоев

На рис. 8 представлены по типам складчатости графики изменения избыточной длины слоев λ в зависимости от ширины зоны складок l , в пределах которой определялось значение λ . Чтобы обеспечить равномерную представительность больших и малых

⁶ Хотя прерывистая складчатость в значениях λ , v не поддается исследованию, несомненно, что она предвращает промежуточную. Таким образом, три ветви складчатостей, о которых сказано в тексте, морфологически расходятся, начиная не с промежуточной, а где-то в прерывистой складчатости.

значений λ и l , по обеим осям на диаграммах рис. 8 принят один и тот же логарифмический масштаб.

Как в предыдущем случае, при построении графиков облако точек, отвечающих промежуточной складчатости, слилось с различающимися между собой облаками точек полной, чешуйчатой и шарьяжной складчатостей. Соответственно проводилось осреднение и сглаживание данных.

Устанавливаются три тенденции изменения избыточной длины слоев в зависимости от поперечника зон складок, свойственные складчатостям: 1) промежуточной — полной и метаморфической, 2) промежуточной — чешуйчатой, 3) промежуточной — шарьяжной.

1. Промежуточная — полная и метаморфическая складчатости: λ медленно возрастает с уменьшением l в широком интервале значений l (доли метра — первые сотни километров, рис. 8, I; 8, V; отдельно для промежуточной: первые километры — первые сотни километров, для полной — доли метров — десятки километров). Сглаживающие линии в логарифмическом масштабе близки к прямым. Следовательно, зависимость λ от l близка к обратной пропорциональной (гиперболической). Иначе говоря, интересующие нас складчатости имеют тенденцию создавать группы складок в зонах чрезвычайно разнообразной ширины — от долей метров до первых сотен километров и чем более узкой оказывается такая зона, тем больше избыточная длина заключенных в ней слоев.

Сглаживающие линии промежуточной — полной и метаморфической складчатости не идентичны: они практически параллельны, но сравнительно с кривой полной — промежуточной складчатости кривая метаморфической расположена на графике выше в соответствии со статистически большей избыточной длиной слоев и прослеживается дальше в сторону малых значений l (менее метра), где полная складчатость лишь изредка дает группы складок.

2. Промежуточная — чешуйчатая складчатости: λ умеренно быстро возрастает с уменьшением l в сравнительно узком интервале значений l (первые километры — первые сотни километров, рис. 8, II; для чешуйчатой складчатости в отдельности; первые километры — первые сотни километров). Зависимость λ от l близка к обратной пропорциональной. Другими словами, промежуточная — чешуйчатая складчатости не распространяются в зоны уже километра, и с уменьшением ширины зон избыточная длина слоев нарастает быстрее, чем в совокупности промежуточная — полная складчатости. Быстрое нарастание λ чешуйчатой складчатости объясняется перекрытиями по надвигам, но в узких зонах надвиги не возникают, так как здесь не может реализоваться горизонтальная составляющая смещения по разрыву.

3. Промежуточная — шарьяжная складчатости: λ быстро возрастает с уменьшением l в сравнительно узком интервале значений l (сотни метров — первые сотни километров, рис. 8, III; для

шарьяжной складчатости в отдельности: сотни метров — первые десятки километров). Зависимость λ от l близка к обратно пропорциональной. Тенденция иная, нежели у предыдущих складчатостей: в отличие от полной, шарьяжная складчатость, продолжая промежуточную, не возникает в зонах, уже первых сотен метров, вероятно, потому что для преодоления вязкостного сопротивления слоев деформации в процессе гравитационного оползания необходима некоторая критическая масса (и соответственно объем) покрова. Если масса меньше критической, то силы гравитации не достигают значений, достаточных для смятия шарьяжа в складки. Наличие максимального предела ширины шарьяжей — первые десятки километров — объясняется средней шириной структурно-фациальных зон, поставляющих покровы, и одновременно средним расстоянием между естественными преградами, непреодолимыми для гравитационных покровов. Добавим к сказанному, что шарьяжная складчатость, в отличие от полной, характеризуется более быстрым нарастанием λ по мере сужения l (сглаживающая линия на рис. 8, III быстрее отклоняется вверх, чем на рис. 8, I). Причина, вероятно, в том, что для нарастания избыточной длины слоев в поверхностной зоне, где формируется шарьяжная складчатость, меньше препятствий, чем в глубоких зонах, где образуется полная.

В отличие от совокупности промежуточная — чешуйчатая складчатости, совокупность промежуточная — шарьяжная проявляет быстрое возрастание λ по мере уменьшения l . Это естественно: избыточная длина слоев чешуйчатой складчатости подсчитывалась с учетом перекрытий по надвигам и покровам, шарьяжной — только внутри покровов без учета их перекрытий.

4. При объединении промежуточной, полной, чешуйчатой и шарьяжной складчатостей в координатах l , λ (рис. 8, IV) обнаруживается тенденция, сходная с теми, которые присущи промежуточной — полной (рис. 8, I) и метаморфической (рис. 8, V) складчатостям. Объединение сделано в сравнительных целях и специального интереса не имеет.

5. Анализ тенденций изменения избыточной длины слоев в зависимости от поперечника зон складок приводит к следующим заключениям: а) подтверждается вывод, сделанный в предыдущем разделе, о наличии в послекембрийское время трех совокупностей складчатостей с различными тенденциями изменения индикаторов интенсивности деформаций; б) промежуточная — полная и метаморфическая складчатости, сходные между собой, имеют несвойственную другим совокупностям тенденцию создавать группы складок в зонах разнообразной ширины, варьирующей в пределах от долей метра до первых сотен километров, причем с уменьшением ширины зон избыточная длина заключенных в них слоев возрастает медленно.

На рис. 9 приведены графики изменения относительной частоты антиклиналей ν в зависимости от ширины зон складок l , в пре-

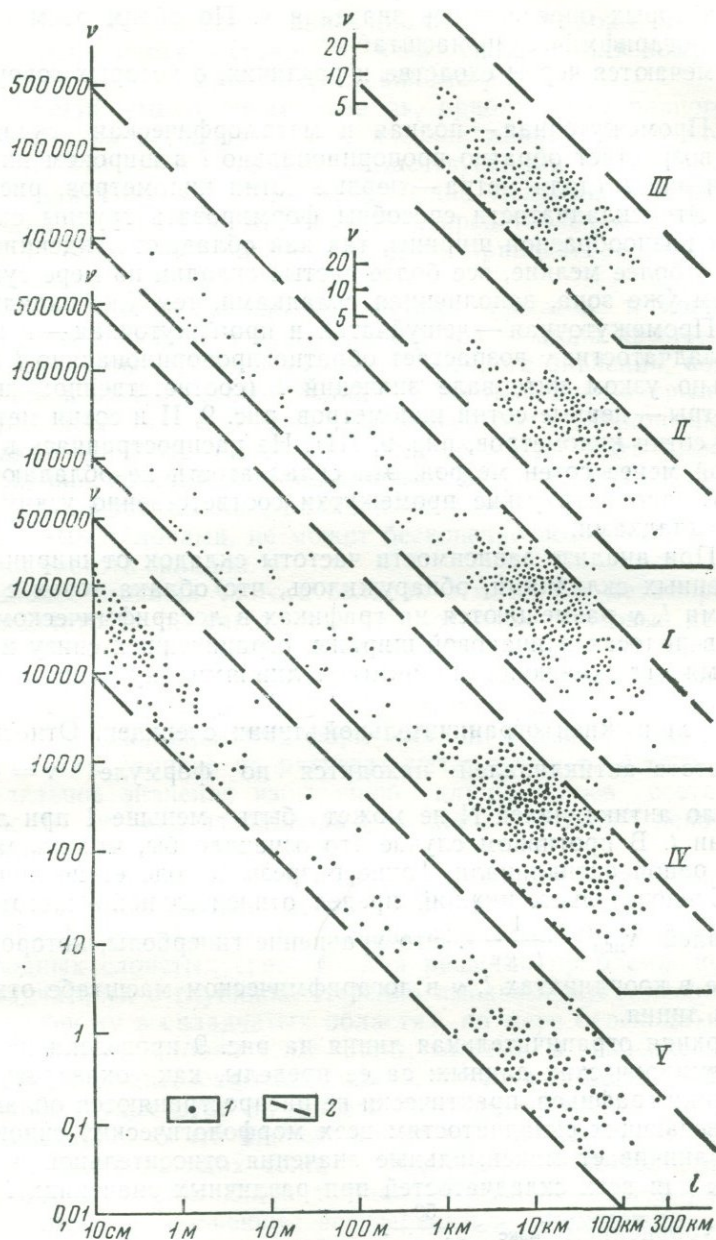


Рис. 9. Тенденции изменения относительной частоты антиклиналей v в зависимости от ширины зоны складок l , в пределах которой определялось значение v , по типам складчатости (в логарифмическом масштабе):

I — промежуточная — полная, II — промежуточная — чешуйчатая, III — промежуточная — шарьяжная, IV — совместно промежуточная, полная, чешуйчатая, шарьяжная, V — метаморфическая. 1 — точки, отвечающие разрезам; 2 — ограничительные сглаживающие линии, обозначающие тенденции изменения относительной частоты антиклиналей

делах которых определялись значения ν . По обеим осям один и тот же логарифмический масштаб.

Отмечаются черты сходства и различия, о которых говорилось выше.

1. Промежуточная — полная и метаморфическая складчатости: ν возрастает обратно пропорционально l в широком интервале значений l (доли метра — первые сотни километров, рис. 9, I; 9, II). Эти складчатости способны формировать группы складок в зонах разнообразной ширины, так как обладают тенденцией давать все более мелкие, все более частые складки по мере сужения зон: чем уже зона, заполненная складками, тем уже складки.

2. Промежуточная — чешуйчатая и промежуточная — шарьяжная складчатости: ν возрастает обратно пропорционально l в сравнительно узком интервале значений l (соответственно: первые километры — первые сотни километров, рис. 9, II и сотни метров — первые сотни километров, рис. 9, III). Не распространяясь в зоны, шириной менее сотен метров, эти складчатости не обладают тенденцией заполнять узкие промежутки соответственно узкими, частыми складками.

3. При анализе зависимости частоты складок от ширины зон, заполненных складками, обнаружилось, что облака точек с координатами l, ν размещаются на графиках в логарифмическом масштабе в полосах одинаковой ширины, ограниченных снизу и сверху двумя сглаживающими прямыми линиями (пунктирными на рис. 9).

Смысл нижней ограничительной линии очевиден. Относительная частота антиклиналей находится по формуле $\nu = \frac{N}{l, \text{ км}}$. Но число антиклиналей N не может быть меньше 1 при любом значении l . В противном случае это означало бы, что на разрезе нет ни одной антиклинали. Такие разрезы в подсчет не принимались. Следовательно, нижний предел относительной частоты антиклиналей $\nu_{\text{мин}} = \frac{1}{l, \text{ км}}$. Это уравнение гиперболы, которому на графике в координатах l, ν в логарифмическом масштабе отвечает прямая линия.

Верхняя ограничительная линия на рис. 9 проведена на основании эмпирических данных: за ее пределы, как оказалось при построении графиков, практически не распространяются облака точек, отвечающих складчатостям всех морфологических типов. Линия ограничивает максимальные значения относительной частоты складок для всех складчатостей при различных значениях l и задается уравнением $\nu_{\text{макс}} \approx \frac{50}{l, \text{ км}}$.

Эта запись имеет следующее содержание: относительная частота антиклиналей, заключенных в некоторой зоне ограниченной ширины (не бесконечно малой и не бесконечно большой, как это имеет место в действительности), не может быть бесконечно

большой. Она имеет предел, зависящий от ширины зоны. Этот предел равен некоторому постоянному числу складок, близкому к 50, деленному на ширину зоны в долях километра.

Физический смысл числа складок, приближенно равного 50, не ясен, и, строго говоря, статистические данные не позволяют утверждать, что такая константа существует, так как на использованных для анализа разрезах, особенно мелкомасштабных, не все складки могли быть указаны. Но к представлению о наличии предела относительной частоты складок приводят теоретические соображения.

Ширина складки зависит от наклона крыльев и мощности слагающих ее слоев. С возрастанием углов наклона крыльев ширина складки убывает до некоторого конечного значения, которое достигается в изоклиальной складке с вертикальными крыльями. Мощность слоев также конечна (не может быть бесконечно малой). Таким образом, ширина складки не может быть бесконечно малой, она конечна. Следовательно, не может быть бесконечно большим число складок, размещающихся в зоне ограниченной ширины, иными словами, не может бесконечно возрастать и относительная частота складок.

Наиболее высокая частота складок отмечена в метаморфической складчатости на участках с поперечником в первые десятки сантиметров. Она превышает $150\,000\text{ км}^{-1}$ (средняя ширина складок около 3 мм). Предельное значение ν , достигаемое в природе, вероятно, близко к $500\,000\text{ км}^{-1}$. При этом средняя ширина антиклинальных и синклинальных форм составит 1 мм. Напомним, что по результатам замеров на разрезах метаморфической складчатости предельное значение избыточной длины слоев составляет примерно 10 (мелкие изоклиальные складки, а также некоторые антиформы, в том числе крупные).

Верхние предельные значения показателей интенсивности складчатости представляют интерес с двух точек зрения: а) для построения физической теории больших пластических деформаций неоднородных слоистых сред; б) для решения проблемы поведения складчатости с глубиной. Нередко высказывается мнение, согласно которому в складчатых областях, по мере перехода ко все более древним и глубоко залегающим толщам, в особенности метаморфическим, интенсивность складчатости возрастает. Возникает вопрос, существует ли предел ее возрастания с глубиной и если существует, то что происходит по его достижении, какова структура подстилающих толщ? Предел должен быть, и по его достижении в подстилающих толщах интенсивность деформаций, вероятно, падает; дальнейшее ее возрастание невозможно.

Структура упрощается скачком, с образованием поверхности структурной дисгармонии, либо плавно. В миниатюре, на примере мелких складок и плёчатости, эти соотношения наблюдаются повсеместно в обнажениях: располагаясь в замках более крупных антиклиналей, мелкая складчатость вниз по разрезу исче-

зает, сменяясь более простыми присводовыми формами вмещающих антиклиналей.

Сопоставление кинематических моделей изменения интенсивности складчатости с эмпирическими тектоническими данными. На рис. 10 воспроизведены тенденции, изменения интенсивности складчатости в значениях избыточной длины слоев λ и относительной частоты антиклиналей ν , присущие различным механизмам

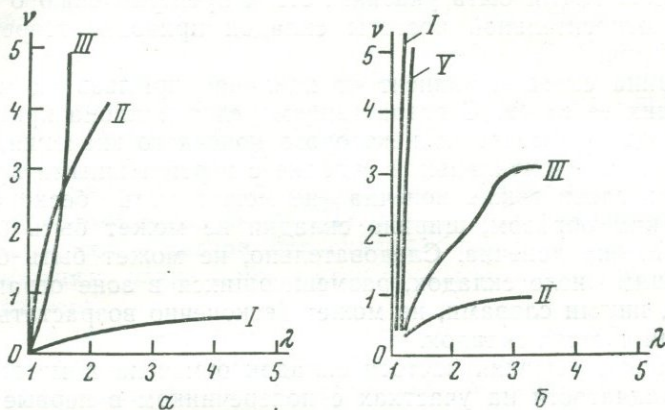


Рис. 10. Тенденции изменения интенсивности складчатости в значениях λ , ν : а — выведенные теоретически, б — установленные эмпирически.

Сопоставляются: а — кривая III типа (механизмы хордовый, нагнетания по круто наклоненным поверхностям), б — кривые I (складчатости промежуточная — полная), V (метаморфическая); а — кривая I типа (механизмы глыбовый, всплывания, оползания, нагнетания по полого наклоненным поверхностям), б — кривые II (складчатости промежуточная — чешуйчатая), III (промежуточная — шарьяжная); а — кривая II типа (механизм внешнего продольного сжатия), б — эмпирического аналога не установлено.

складкообразования и выведенные теоретически (рис. 10, а), и те же тенденции, свойственные складчатостям различного морфологического типа и установленные на основании статистического анализа эмпирических тектонических данных (результатов измерений по геологическим разрезам, рис. 10, б). О чем говорит сопоставление?

1. Механизмы прохождения через хорду и нагнетания по круто наклоненным поверхностям (рис. 10, а, кривая III) и эмпирические данные: промежуточная — полная и метаморфическая складчатости (рис. 10, б, кривые I, V). Тенденция одна и та же: ν возрастает быстрее λ .

Хордовый механизм в применении к полной и метаморфической складчатостям не обеспечивает свойственной им избыточной длины слоев и может выступать только как вспомогательный, но не основной. Это очевидно и для исследователей, создавших представления о нем.

Механизм нагнетания по круто наклоненным поверхностям с учетом действий гравитационного и противостоящих ему внут-

ренных давлений в слоях, а также факторов пластификации слоистых толщ может рассматриваться в качестве основного. При наличии диффузии глубинного вещества в перекрывающие толщи он обеспечивает прирост избыточной длины слоев, присущий полной и в особенности метаморфической складчатостям. Его действием удовлетворительно объясняются тенденции изменения интенсивности складчатостей не только в значениях λ , v , но и в значениях l , λ и l , v : определяется быстрый рост v сравнительно с λ , а также формирование обособленных групп складок внутри зон, поперечник которых меняется в широких пределах. Эта модель наилучшим образом объясняет явления структурной дисгармонии на уровне как мелких, так и крупных складчатых форм: она предусматривает возможные значительные различия внутренних давлений и деформационных свойств отдельных слоев и их комплексов, тем самым допускает автономное развитие деформаций в различных объемах горных пород и простирающую отсюда значительную несогласованность складчатой структуры по вертикали и горизонтали.

2. Механизмы глыбовый, всплывания, нагнетания по полого наклоненным поверхностям (рис. 10, а, кривая I) и эмпирические данные: промежуточная — чешуйчатая и промежуточная — шарьяжная складчатости (рис. 10, б, кривые II, III). Тенденции одни и те же или сходные между собой: v возрастает медленнее λ , v возрастает сначала быстрее, затем медленнее λ .

Глыбовый механизм не создает характерных для складчатостей узких антиклиналей и поэтому может быть только вспомогательным: он способствует всплыванию, оползанию и нагнетанию.

Механизм гравитационного всплывания в приложении к интересующим нас несоленосным толщам, где инверсия плотностей не является правилом, может выступать только в качестве вспомогательного.

Механизм гравитационного оползания при его теоретическом анализе был причислен к группе моделей с тенденцией: v возрастает медленнее λ (гл. III). Эмпирические данные по гравитационным покровам свидетельствуют о сходной, но не тождественной тенденции: v возрастает сначала быстрее, затем медленнее λ . Учитывая многочисленные трудности теоретического моделирования, это расхождение надо считать несущественным. Результаты сопоставления не противоречат гипотезе о ведущей роли механизма оползания в формировании шарьяжной складчатости.

Действием механизма нагнетания по полого наклоненным поверхностям в сочетании с подчиненным ему механизмом гравитационного оползания удовлетворительно объясняются характерные черты морфологии (гребневидные антиклинали, чешуи, шарьяжи) и тенденции изменения интенсивности промежуточной — чешуйчатой складчатостей в значениях λ , v ; l , λ ; l , v : обеспечивает опережающий рост избыточной длины слоев сравнительно с

частотой складок; вместе с тем за недостатком пространства для развития горизонтальной составляющей при нагнетании и недостатком массы небольших покровов при оползании эти складчатости не дают мелких форм в узких зонах.

3. Механизм внешнего продольного сжатия (рис. 10, а, кривая II, проверено экспериментально, см. рис. 5, II'). Тенденция: v возрастает приблизительно пропорционально λ . Соответствующей тенденции по эмпирическим данным не обнаружено. Возможны две трактовки этого результата: 1) теоретически и экспериментально неверно воспроизведена в значениях λ , v тенденция, свойственная механизму внешнего продольного сжатия. Если она иная, то одна из эмпирически зафиксированных тенденций может оказаться близкой к ней, и это будет означать непротиворечивость механизма; 2) теоретически и экспериментально полученная тенденция в первом приближении правильно отражает действие механизма продольного сжатия. В этом случае ее несовпадение с эмпирически установленными тенденциями означает противоречивость механизма, и он должен быть отвергнут как несоответствующий эмпирическим данным.

Заключение

1. Проведенное исследование свидетельствует о приемлемости избыточной длины слоев λ и относительной частоты антиклиналей v как индикаторов интенсивности складчатости, так как: а) эти показатели физически оправданы: они определяют деформацию продольного растяжения (или сжатия), продольного и поперечного изгиба слоев в статистической количественной форме; б) они геологически эффективны; отображают вертикальный размах складчатости и подобие мелких и крупных форм; позволяют различать и сопоставлять тенденции изменения складчатых деформаций, свойственные теоретическим и экспериментальным кинематическим моделям складкообразования и природным ассоциациям складок (морфологическим типам складчатости) и на этой основе высказывать суждения о справедливости или ошибочности теоретических и экспериментальных конструкций; в) они методически рентабельны: сравнительно с другими возможными мерами деформации обеспечивают оптимальную погрешность результатов при минимальных затратах времени и средств на массовые замеры и вычисления (гл. II).

2. Вместе с тем, как показал опыт построения теоретических моделей изменения интенсивности складчатости в значениях λ , v , одна и та же модель отвечает различным механизмам складкообразования (гл. III). Неоднозначное соответствие приводит к известной неопределенности принимаемых решений. Но с привлечением к анализу дополнительных данных неопределенность решений уменьшается (последний раздел гл. IV).

3. Теоретически и экспериментально наиболее развитыми моделями складкообразования являются механизмы гравитационно-

го всплывания, оползания и нагнетания, в последнем случае не только гравитационного, но и объемного, связанного с притоком глубинного вещества и внутрислойными давлениями. Эти модели приводят в действие поверхностными силами, но действуют преимущественно под влиянием объемных сил.

Теоретически наиболее уязвимой, несмотря на попытки ее математического обоснования, является модель внешнего продольного сжатия: она действует под влиянием только поверхностных сил (гл. III).

4. Статистический анализ эмпирических тектонических данных показал, что в природе существует по крайней мере три морфологические совокупности складчатостей, обладающие различными тенденциями изменения интенсивности деформаций: промежуточная — полная и метаморфическая, промежуточная — чешуйчатая, промежуточная — шарьяжная складчатости. Промежуточная и предваряющая ее по своим морфологическим свойствам прерывистая складчатости занимают в послекембрийском складкообразовании ключевые позиции: начиная с них в сторону все большего нарастания интенсивности расходятся три указанные выше совокупности складчатостей (гл. IV).

5. Сопоставление тенденций изменения интенсивности складчатости, полученных теоретически и экспериментально, с наблюдающимися в природе (установленными эмпирически) тенденциями свидетельствует о непротиворечивости построенных в значениях λ , ν теоретических моделей нагнетания по круто наклоненным поверхностям (промежуточная — полная и метаморфическая складчатости), нагнетания по полого наклоненным поверхностям (промежуточная — чешуйчатая) и оползания (шарьяжная складчатость). То же сопоставление приводит к выводу о противоречивости модели внешнего продольного сжатия (гл. IV).

6. Переход от промежуточной к полной складчатости в значениях показателей интенсивности деформаций (гл. IV) характеризуется непрерывностью, плавностью и наличием общих для обеих складчатостей четко выраженных тенденций, сходных с тенденциями метаморфической складчатости. Эти соотношения свидетельствуют о единственности (не множественности) механизмов образования названных складчатостей. Иными словами, промежуточная — полная и метаморфическая складчатости являются следствием различных по интенсивности действий одного и того же механизма, по мнению автора, — механизма нагнетания в его широком понимании (гл. III), но не следствием действия различных механизмов. В частности, как показывает сопоставление (гл. IV), механизм гравитационного оползания не принимает участия в формировании полной складчатости: он создает тенденции изменения интенсивности деформаций, не сходные с теми, которые характеризуют полную складчатость.

7. Анализ эмпирических данных и теоретические соображения приводят к выводу о существовании верхнего предела интенсивно-

сти складчатости. В значениях избыточной длины слоев и относительной частоты антиклиналей он имеет приблизительно следующее цифровое выражение: 10 и 500 000 км⁻¹ (гл. IV).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович М. В. Районирование нефтеносных складчатых областей с учетом численных показателей. «Изв. Азерб. фил. АН СССР», 1942, № 12.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Ажгирей Г. Д. Тектонические соотношения Рудного и Горного Алтая по геологическим и геофизическим данным. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, т. 61, № 6.
- Акименко Н. М. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Андерсон Дж. Г. К. Докембрий Британских островов. Сб. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», 1968.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. «Геотектоника», 1967, № 6.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962а.
- Белоусов В. В. Складчатость Триалетского хребта (морфология, история, механизм образования). Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, № 4.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964.
- Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1955, т. 30, № 5.
- Бертельсен А. Дискуссионные вопросы структуры и стратиграфии Малых и Высоких Гималаев в пересечении Симле — Сатледж. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 3.
- Бертельсен А., Нью-Ньюгорт А. Докембрий Гренландии. Сб. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». М., «Мир», 1968.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М., изд. МОИП, 1947.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Сб. «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Богданов А. А., Пущаровский Ю. М. Основные черты тектоники центральной синклинали зоны Восточных Карпат. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 2.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Бухер У. Деформации в органических поясах. Сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Вихерт А. В. Типовые модели распределения значений признаков на тектонических картах в изолиниях. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Проблема 136. Математические методы в геологии». М., «Наука», 1968а.
- Вихерт А. В. Статистическая оценка интенсивности полной, промежуточной и прерывистой складчатости. «Тез. докл. IV научн. конф. геол. фак. МГУ». Изд-во МГУ, 1968б.

Вихерт А. В., Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. «Геотектоника», 1968, № 2.

Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.

Вихерт А. В. и др. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. «Тр. Якут. фил. АН СССР», сб. 5. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.

Гзовский М. В. Цифровая характеристика складчатости (коэффициенты складчатости). Сб. «Вопросы теоретической и прикладной геологии», № 6. М., Госгеолтехиздат, 1948.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, чч. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1959; чч. 3, 4. М., «Наука», 1964.

Гзовский М. В. Новое направление изучения складок. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гзовский М. В., Ма-Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями). Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.

Горлов Н. В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л., «Наука», 1967.

Гортани М. Современное состояние изученности тектонической структуры Италии. Сб. «Тектоника Альпийской области». М., «Мир», 1964.

Грум-Гржимайло О. С. О морфологических разновидностях надвигов в хребте Каратау (Южный Казахстан). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 1.

Гусев Г. С. Тектоническое районирование восточного обрамления Алданской антеклизы. Сб. «Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии». Якутск, 1968.

Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л., «Наука», 1967.

Ержанов Ж. С., Егоров А. К. Теория складкообразования в толще горных пород. Алма-Ата, 1968.

Жидон П. Очерки альпийской орогении во Франции. Сб. «Тектоника Альпийской области». М., «Мир», 1964.

Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 93. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 92. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутуа. Изд-во МГУ, 1961.

Зоненшайн Л. П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. «Геотектоника», 1965, № 2.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

Каденский А. А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. «Тр. Геол. музея им. Карпинского», вып. 6. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. «Геотектоника», 1965, № 1.

Каюков А. К., Казанин Ю. М. О мелких структурных формах в тлщах нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. «Изв. АН КазССР», сер. геол. наук, 1963, вып. 2(53).

Кириллова И. В. Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 1.

- Кириллова И. В. О некоторых особенностях глинистых пород, которые необходимо учитывать при тектонических построениях. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1965, т. 40, № 3.
- Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. «Геотектоника», 1968, № 2.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мериленд. Сб. «Вопросы структурной геологии». М., ИЛ, 1958.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 90. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гос-топтехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1948, вып. 3.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. «Тр. Лабор. геологии докембрия», вып. 16. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1950, т. 25, № 5.
- Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 7.
- Кузнецова И. М. Выяснение условий возникновения складок продольного расплющивания методом моделирования. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. «Сов. геология», 1956, № 54.
- Лебедева Н. Б. О механизме формирования глиняных диапиров. «Сов. геология», 1958, № 11.
- Лебедева Н. Б. Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Лебедева Н. Б. Некоторые данные по моделированию процесса формирования складчатости общего смятия. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Лебедева Н. Б. Опыт моделирования складчатой зоны. «Сов. геология», 1966, № 2.
- Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. «Тр. Ин-та физики Земли», № 3 (170). М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Михайлов А. Е. Тектонические движения и складчатость геосинклинальных областей. «Геотектоника», 1968, № 5.
- Моисеенко Ф. С. О зонах смятия в Центральном Казахстане. Сб. «Геология Средней Азии». Изд-во ЛГУ, 1961.
- Надаи А. Теория пластичности и разрушения твердых тел, т. 2. М., «Мир», 1969.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. «Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР», сер. геол., вып. 5. Иркутск, 1962.
- Павловский Е. В., Ескин А. С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 110. М., «Наука», 1964.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.
- Паталаха Е. И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. «Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана». «Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР», т. 19. Алма-Ата, 1967.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Проблемы 18. Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древних формаций и нижняя граница палеозойской эры. «Тр. Лабор. геологии докембрия», вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1953.

Поршняков Г. С. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алтая. Сб. «Вопросы региональной геологии». Изд-во ЛГУ, 1968.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях южной Ферганы. «Тр. МГРИ», т. 26. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 3.

Рыбин А. И. Количественная характеристика дислоцированности крупных тектонических районов земной коры. «Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники 1—6 февраля 1963 г.». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Рябенко В. Н. Об особенностях архейской складчатости Украинского щита. Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра», 1967.

Салоп Н. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра», 1967.

Сборщиков И. М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Верхоянья. «Геотектоника», 1966, № 1.

Синицын Н. М. О тектонике докембрия. «Вестн. Ленингр. ун-та», сер. геол. и геогр., 1956, № 6, вып. 1.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ., 1960.

Соловьев С. П. Главнейшие особенности древнейших образований Большого Кавказа. «Тр. Лабор. геологии докембрия», вып. 19. М.—Л., «Наука», 1964.

Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне восточного Кавказа. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Большого Кавказа и условия их формирования. Сб. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Степанов П. И. Геологический разрез Донецкого каменноугольного бассейна по линии: слобода Аграфеновская, станция Должанская, хутор Таловый. «Изв. Геолкома», 1909, т. 28, № 5.

Сычева-Михайлова А. М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. «Сов. геология», 1958, № 9.

Сычева-Михайлова А. М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотностей горных пород. «Геотектоника», 1969, № 4.

Трюмпи Л. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. Сб. «Тектоника Альпийской области». М., «Мир», 1964.

Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», 1949, № 39.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Херасков Н. П., Колосов Д. М. Геология и геоморфология западного Верхоянья. «Тр. ВИМС», 1938, вып. 16.

Хорев Н. А. Особенности дорифейского складкообразования. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 2.

Шевченко В. И. Тектонические деформации на территории Осетии и механизм их формирования. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн.: «Тектоника СССР», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Шуркин К. А. Генетические типы мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования (на примере архея Беломорид). «Тр. Лаб. геологии докембрия», вып. 19. М.—Л., «Наука», 1964.

Шурыгин А. М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 34.

Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре Беломорид. «Геотектоника», 1967, № 3.

Эз В. В. Существуют ли складки скальвания и складки волочения. «Геотектоника», 1969, № 3.

Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклиория Южного Урала. М., «Наука», 1965.

Cadisch J. Geologie der Schweizer Alpen. Basel, 1953.

Cailleux A. Statistique des plissements en régions plissées et bassins. «Rev. géomorph. dynam.», 1956, an. 7, No. 1—2.

Glangeaud L. Étude Géologique de la Région Littorale de la Province d'Alger. «Bull. du Service de la carte géologique de l'Algérie», ser. 2, 1932, No. 8.

Goguel I. Traité de Tectonique. Paris, 1952.

Heim A. Geologie der Schweiz, Bd. 1—2, 1919, vol. 1; 1922, vol. 2.

King P. B., Ferguson H. W. Geology of Northeastern most Tennessee. «Geological survey professional», paper 311. Washington, 1960.

Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.

Lombard A. et al. Guidebook for the International Field Institute the Alps 1962. Published Amer. Geol. Inst., 1962.

Mc Intyre D. B. The tectonics of the area between Grantawn and Tomintoul (Mid-strathspey). «Quar. J. Geol. Soc. London», 1952, vol. 107, part 1, No. 425.

Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. «Bull. Soc. Géol. Belgique», 1956, vol. 80, No. 1—2.

Naha K., Chaudhuri A. K. Superposed folding in the older Precambrian rocks around Sandat central Rajasthan, India. «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.», 1966, vol. 126, No. 3.

Ramberg H. Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. «Phys. of the Earth and planetary interiors», vol. 1, No. 2. Amsterdam, 1968.

Ramsay J. G. Superposed folding at Loch Monar Inverness-shire and Ross-shire. «Quart. J. Geol. Soc. London», 1958, vol. 113, part 3, No. 451.

Roberts J. L. The deformations of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the fourth phase of deformation affecting the Dalradian rocks in the southern Highlands of Scotland. «J. Geol.», 1966, vol. 74, No. 6.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ
СКЛАДЧАТОСТИ ПО ПРОСТИРАНИЮ И ВЕРТИКАЛИ
НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ОКОНЧАНИИ КАВКАЗСКОГО
МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

I. Задачи исследования

В предыдущей статье сборника рассмотрен ряд методических и теоретических тектонических задач, которые удастся решать с помощью показателей интенсивности складчатости — избыточной длины слоев и относительной частоты антиклиналей. Эти характеристики применимы также при решении региональных задач, в частности при тектоническом районировании.

Неоднократно констатировалось, что смена зон складчатости вкост простирания происходит быстро, резко, по простиранию — медленно, плавно. В последнем случае поиск границ между зонами при тектоническом районировании осложняется, и численные методы исследования могут оказаться полезными. В то же время плавные структурные переходы между складчатыми зонами позволяют говорить если не о тождестве, то о сходстве механизмов образования складчатостей различного морфологического типа.

Таким образом, анализ тенденций изменения интенсивности складчатости по простиранию имеет теоретический и прикладной интерес и будет проведен ниже на примере складчатости юго-восточного Кавказа.

В предыдущей статье затрагивался также вопрос о поведении складчатости по вертикали. Упомянулось мнение о том, что структура складчатых комплексов с глубиной усложняется. Однако это положение нельзя принять или отвергнуть без количественных оценок. Изменение складчатой структуры одного и того же комплекса слоев по вертикали принято именовать структурной дисгармонией. Гармонична или дисгармонична некоторая структура и если дисгармонична, то каковы тенденции ее изменения — от решения этих вопросов зависит выбор конкурирующих гипотез складкообразования. Обнаружение структурных несоответствий существенно в целях прогноза структуры на глубину, тесно связанного с практикой.

Как и предыдущая, эта задача будет рассмотрена на примере юго-восточного окончания Кавказского мегантиклинория. Количественной мерой интенсивности деформации послужат углы наклона слоев.

Подлежат рассмотрению следующие задачи:

1. Статистический анализ тенденций изменения интенсивности складчатости по простиранию.
2. Статистический анализ тенденций изменения углов наклона слоев в складчатой структуре по вертикали.

II. Статистический анализ тенденций изменения интенсивности складчатости по простиранию

В главе на примере конкретного региона с помощью двух величин: избыточной длины слоев и относительной частоты антиклиналей — рассматриваются тенденции изменения интенсивности складчатости, позволяющие обнаруживать границы и исследовать переходы по простиранию между различными складчатыми зонами с тем, чтобы определить возможности тектонического районирования на численной основе и высказать суждения о механизме образования складчатостей различного морфологического типа.

Краткие сведения по тектонике юго-восточного окончания Кавказского мегантиклинория приводятся ниже по материалам А. В. Вихерта, Н. Б. Лебедевой, В. И. Башилова (1966).

Крупнейшими тектоническими элементами региона являются ступени. Они различаются по гипсометрическому положению зеркала складчатости, по ее морфологическому типу или виду и геологическому развитию. Структурно наиболее приподнята Тфанская ступень. Она отвечает осевой части мегантиклинория на юго-восточном окончании, сложена преимущественно песчано-аргиллитовыми тонкослоистыми породами средней юры и характеризуется полной складчатостью. Приблизительно на 2 км ниже находится зеркало складчатости соседней с северо-востока Хизинской ступени, которая составляет северо-восточное крыло мегантиклинория. В ее пределах обнажены в основном нижнемеловые толстослоистые глины, отчасти юрские и нижнемеловые терригенно-карбонатные тонкослоистые толщи. Складчатость промежуточного типа — гребневидная с широкими синклиналиями. С юго-запада Тфанская ступень граничит с Ковдагской, опущенной относительно Тфанской на 4—5 км и соответствующей приосевой части юго-западного крыла мегантиклинория. На поверхности ступени обнажаются терригенно-карбонатные тонкослоистые отложения мела, палеогена и неогена до понтического яруса включительно, а на северо-западе — и породы верхней юры. Складчатость гребневидная с узкими синклиналиями, а в северо-западной части ступени — полная.

Из числа других ступеней, входящих в регион, упомянем Курсарскую и Апшеронскую. Первая из них, примыкая к Хизинской с северо-востока, опущена относительно нее на 4—6 км и соответствует внутренней зоне Предкавказского краевого прогиба в его Азербайджанской части. Сложена ступень преимущественно терригенными разнослоистыми породами верхней юры — неогена и об-

ладает гребневидной складчатостью с широкими синклиналями. Апшеронская ступень сменяет Кусарскую по простиранию на юго-восток. Зеркало складчатости снижается здесь еще на 2—4 км. Это отдаленная часть периклинали Кавказского мегантиклинория. На дневную поверхность выходят терригенные разностойные породы неогена и четвертичного периода. Складчатость прерывистого типа.

Структурные соотношения ступеней различны вкrest и вдоль простирания складчатости. Вкrest простирания ступени сочленяются по крутым смыкающим крыльям продольных флексур. В верхних замках флексур находятся взбросы и гребневидные антиклинали с осевыми разрывами или без них. Морфологический тип складчатости от одной ступени к другой меняется быстро, в узкой, шириной 1—3 км, переходной зоне одновременно с погружением или поднятием зеркала складчатости. По простиранию ступени соединяются пологими смыкающими крыльями поперечных флексур. Иногда здесь регистрируются поперечные разрывы и складки. Тип складчатости меняется постепенно, в широкой (5—10 км) зоне. Встречаются крупные сквозные антиклинали, переходящие по простиранию с одной ступени на другую.

Различны возрастные соотношения складчатости по ступеням. Начало складкообразования на Тфанской ступени приходится на байосский век, окончание — приблизительно на рубеж раннего и позднего мела. В пределах Хизинской и Ковдагской ступеней складкообразование началось примерно на рубеже средней и поздней юры и завершилось в первом случае к началу датского века, во втором — в раннем плиоцене. Моложе по времени окончания складкообразования на Кусарской ступени (поздний плиоцен), на Апшеронской — рост складок продолжается и в наши дни. Правомерен вывод о том, что от одной ступени к другой наблюдаются значительные — длительностью от эпохи до периода — сдвиги во времени начала и окончания складкообразования. Вместе с тем, как это видно на примере детально изученной Ковдагской ступени, возраст не складчатости в целом, а конкретных складок и их групп по простиранию становится все более молодым по мере погружения ступени на юго-восток. Иначе говоря, по простиранию отмечается не скачкообразное, а плавное смещение во времени периода складкообразования.

Методика предлагаемого статистического анализа не сложна. Строится серия разрезов, ориентированных приблизительно вкrest простирания складчатости, и по каждому из них определяются значения избыточной длины слоев λ и относительной частоты антиклиналей ν . В данном случае использовано 22 разреза. Они расположены на расстоянии 4—12 км один от другого и охватывают территорию шириной около 50 км и длиной до 200 км от Тфанской ступени на северо-западе (осевая часть Кавказского хребта в бассейне р. Кудиялчай) до Апшеронской на юго-востоке (до Апшеронской акватории Каспийского моря включительно).

Далее на графиках (рис. 1) по горизонтальной оси откладываются расстояния между разрезами по простиранию складчатости (s), по вертикальной — соответствующие значения λ и ν , и полученные точки соединяются ломаными линиями. Значения λ , ν сглаживаются скользящей средней по трем точкам и строятся сглаживающие кривые.

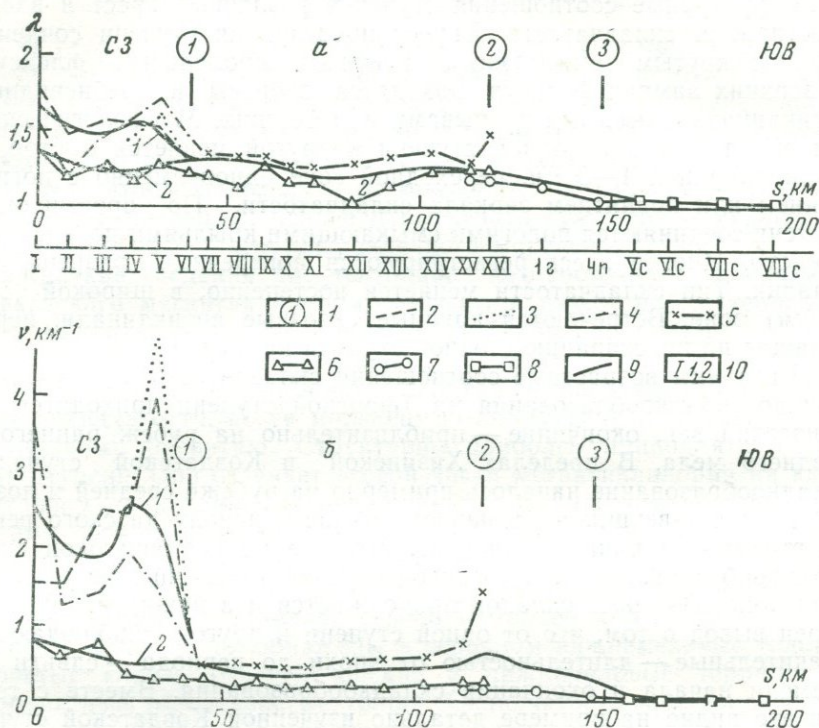


Рис. 1. Тенденции изменения избыточной длины слоев (a) и относительной частоты антиклиналей (b) по простиранию складчатости.

Юго-восточные окончания ступеней: 1 — Тфанской, 2 — Хизинской и Ковдагской, 3 — Кусарской (далее на юго-восток — Апшеронская ступень). Полная складчатость. Тфанская ступень: 2 — по разрезам Н. Б. Лебедевой и В. И. Башилова, 3 — по разрезам А. В. Вихерта, 4 — Ковдагская ступень по разрезам Н. Б. Лебедевой и В. И. Башилова. Промежуточная складчатость: 5 — Ковдагская, 6 — Хизинская, 7 — Кусарская ступени. Прерывистая складчатость: 8 — Апшеронская ступень. 9 — сглаживающие кривые: 1 — полной, 2 — промежуточной и прерывистой складчатостей, 10 — разрезы: 1 — XVI (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966); 1г (Губкин, 1934), 4п (Потапов, 1954); Vc — VIIIc (Геофизическое изучение..., 1963; Путкарадзе, 1958)

Тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию обозначают сглаживающие кривые. На графиках 1, а, б переход по простиранию от одной ступени к другой регистрируется сравнительно быстрым возрастанием значений индикаторов интенсивности складчатости, а в ряде случаев — «всплесками», местными максимумами значений. На протяжении каждой ступени те

же значения медленно нарастают или убывают в зависимости от того, повышается или снижается зеркало складчатости. Уровни различны для разных зон. В рассматриваемом примере наивысший уровень значений имеет структурно наиболее поднятая Тфанская ступень (полная складчатость), более низкий — Ковдагская (гребневидная складчатость с узкими синклиналиями), еще более низкий — Хизинская и Кусарская (гребневидная складчатость с широкими синклиналиями) и наинизший — структурно наиболее опущенная Апшеронская ступень (прерывистая складчатость). Переход с одного уровня на другой осуществляется плавно, если сечения не слишком редки, как это оказалось в промежутке между разрезами V—VII, где угасает полная складчатость Тфанской ступени. Здесь возник разрыв (скачок) в средних значениях относительной частоты антиклиналей промежуточной и полной складчатостей.

Выводы

1. Избыточная длина слоев и относительная частота антиклиналей позволяют находить границы между ступенями по простиранию складчатости, т. е. могут использоваться в целях тектонического районирования, когда традиционные геологические методы не дают возможности определить положение границ.

2. Эти характеристики достаточно показательны, чтобы различать в конкретных случаях не только складчатости разного типа (полная — промежуточная — прерывистая), но также разные виды однотипной складчатости (гребневидная складчатость с широкими и узкими синклиналиями).

3. В изученном регионе складчатость по простиранию меняется от полной до прерывистой, но тенденция изменения ее интенсивности всюду одна и та же: медленное нарастание интенсивности в пределах каждой ступени в направлении воздымания зеркала складчатости и более быстрое — на границах ступеней, где зеркало складчатости приподнимается на смыкающих крыльях поперечных флексур.

4. Поскольку морфологический тип складчатости на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория меняется, а тенденция изменения интенсивности деформаций остается одной и той же, есть основания считать наблюдающиеся здесь складчатости различного типа — полную, промежуточную и прерывистую — результатом действия одного и того же механизма складкообразования, проявившегося с разной активностью в различных зонах, но не следствием действия различных механизмов (Вихерт, 1971). Этот вывод подтверждается плавными структурными переходами между зонами складчатости (ступенями) по простиранию, а также данными о скольжении возрастных пределов складкообразования вдоль ступеней.

III. Статистический анализ тенденций изменения углов наклона слоев в складчатой структуре по вертикали

В главе на примере конкретного региона исследуются статистические тенденции изменения углов наклона в зависимости от гипсометрического положения слоев раздельно по свитам, структурным комплексам пород и зонам складчатости с тем, чтобы определить генеральные черты структуры складчатых зон в вертикальных сечениях и на этой основе высказать предположения о механизме складкообразования.

Углы наклона слоев как индикаторы деформации обладают недостатками, о которых говорилось в предыдущей статье сборника. Однако использовать избыточную длину слоев и относительную частоту антиклиналей при решении интересующей нас задачи невозможно, так как для этого надо графически точно изобразить залегание слоев на сближенных до 100 м гипсометрических уровнях в одном и том же разрезе. Столь высокая точность построения разрезов в складчатых зонах недостижима. Углы наклона слоев при массовых замерах в различных точках рельефа, разных свитах и различных частях складчатой структуры, доставляют необходимые для решения задачи фиксированные по абсолютной высоте сведения о деформации горных пород.

Объекты исследования и исходная документация. Статистический материал собран в пределах Тфанской и Ковдагской ступеней. Углы наклона слоев на Хизинской ступени обычно не превышают 10° и не представляют интереса для решения поставленной задачи. По другим предметам нет массовых данных.

При исследовании тектоники юго-восточного Кавказа выделены пять крупных структурных комплексов пород (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966). Верхний из них распространен за пределами интересующей нас территории и здесь не рассматривается. С некоторыми дополнениями, внесенными автором после полевых работ 1965—1968 гг., это следующие комплексы снизу вверх по разрезу: среднеюрский (аален-келловей (?)), верхнеюрский-нижнемеловой (оксфорд (?)-альб), верхнемеловой (сеноман-маастрихт), третичный (дат-понт).

Каждый комплекс отделен от подстилающего местными несогласиями и стратиграфическими перерывами и отвечает определенной стадии складкообразования. О стадиях упоминалось в главе II.

Структурные комплексы распадаются на свиты, которые, за некоторыми исключениями, прослеживаются на всем протяжении соответствующей ступени.

Тфанская ступень, совпадая с осевой частью Кавказского мегантиклинория, находится в высокогорной части хребта непосредственно к северу от главного водораздела. Ковдагская, относящаяся к юго-западному крылу мегантиклинория, расположена преимущественно в средне- и низкогорной части хребта в области его

главного водораздела и южного склона. Автор измерял залегание слоев на Тфанской ступени от р. Карачай на западе до окончания ступени по р. Джимчай на востоке и на Ковдагской ступени от р. Гирдыманчай на западе до окончания ступени в бассейне р. Сумгаит на востоке.

Сведения, необходимые для дальнейшего изложения, приведены в таблице.

Точность исходных данных и методика их статистической обработки. Элементы залегания наносились на полевую геологическую карту в точках наблюдений. Отсчеты по компасу производились с точностью $\pm 2,5^\circ$. Абсолютные высоты точек оценивались по карте с точностью ± 50 м.

Учтено 4452 замера, распределенных приблизительно равномерно по площади. По вертикали они распределялись неравномерно: максимальное число наблюдений (до 40 на 100 м превышения в разрезе одной и той же свиты) приходилось на средние в пределах каждой ступени высоты, на минимальных и максимальных высотах оно убывало (до нескольких отсчетов на 100 м превышения).

Большой вертикальный размах области распространения каждой свиты и комплекса, широкий интервал варьирования мощности свит, значительное число замеров по каждой свите и высокие средние плотности наблюдений по площади и вертикали на обеих ступенях делают статистику представительной (см. таблицу). Эти обстоятельства в сочетании с последующими поинтервальными группировками и осреднением результатов измерений позволяют считать статистически найденные закономерности изменения углов наклона в вертикальных сечениях по свитам и тем более по структурным комплексам надежными на 70—90%.

Цифровые данные обрабатывались отдельно по свитам, а затем совместно по структурным комплексам. Пары чисел — угол наклона и абсолютная высота залегания слоя в точке отсчета — вносились в таблицы, разделенные по столбцам на угловые интервалы, кратные 10° , и по строкам — на интервалы высот, кратные 100 м. Чтобы уменьшить естественный разброс углов наклона по абсолютной высоте и выяснить направленность их изменений в вертикальных сечениях, вычислялись средние высоты залегания слоев по каждому угловому интервалу. Осредненные по высоте значения использовались для построения графиков (рис. 2).

На графиках по горизонтальной оси отложены углы наклона слоев (α), по вертикальной — средние высоты (\bar{n}), на которых слой свиты или комплекса имеет данный угол наклона. Соседние точки соединялись ломаными линиями. По комплексам с помощью скользящей средней по пяти точкам построены сглаживающие кривые (рис. 2, δ).

Тенденции изменения углов наклона слоев в складчатой структуре по вертикали отображаются по свитам ломаными, по комплексам — ломаными и сглаживающими кривыми линиями.

Основные сведения о структуре и гипсометрии

Ступень	Складчатость	Структурный комплекс	Относительный возраст	Мощность, м	Сви			
					положение в структуре складок			
					антиклина- нали	кряля	синклина- ли	
Транская	полная	средне- юрский	аален — нижний байос	600 800	+	+	+	
			бат — келловей(?)	200		+	+	
Ковдагская	переходная от пол- ной к промежу- точной	нижне- меловой	оксфорд (?)	500	+			
			титон	700	+			
			валанжин					
			готерив	800	+	+		
	промежуточная (гребневидная с узкими синкли- налями)	верхне- меловой	сеноман	300	+	+		
			турон — коньяк	200	+	+		
			сантон — нижний кампан	500	+	+	+	
			кампан — верхний маастрихт	300	+	+	+	
			третичный	дат	200		+	+
				палеоцен — эоцен	100		+	+
олигоцен — нижний миоцен	200				+			
	средний миоцен — понт	100			+			

Примечание. Все высотные характеристики даны в метрах.

Таблица

юго-восточного окончания Кавказского мегантиклинория

ты			Комплексы			Ступени									
абс. высота зале- гания	размах высот	число замеров	абс. высота зале- гания	размах высот	число замеров	абс. высота рельефа	относит. пре- выше- ние рельефа	размах высот	число замеров	длина, км	ср. ширина, км	площадь, км ²	ср. число замеров		
													на 1 км ²	на 100 м по вертикали	
1000— 2700	1700	147													
1100— 2900	1800	316	1000— 3300	2300	510	1000— 3300	300— 1500	2300	510	25	9	225	2,2	23	
1100— 3300	2200	47													
700— 2200	1500	74													
700— 2600	1900	226	100— 2600	2500	1103										
700— 2200	1500	288													
100— 2200	2100	515													
100— 2200	2100	289													
100— 2200	2100	320	100— 2200	2100	1892	100— 2600	100— 800	2500	3942	105	24	2540	1,6	160	
100— 2200	2100	760													
100— 2200	2100	523													
100— 2200	2100	385													
100— 2200	2100	359	100— 2200	2100	947										
100— 1300	1200	138													
100— 1300	1200	71													

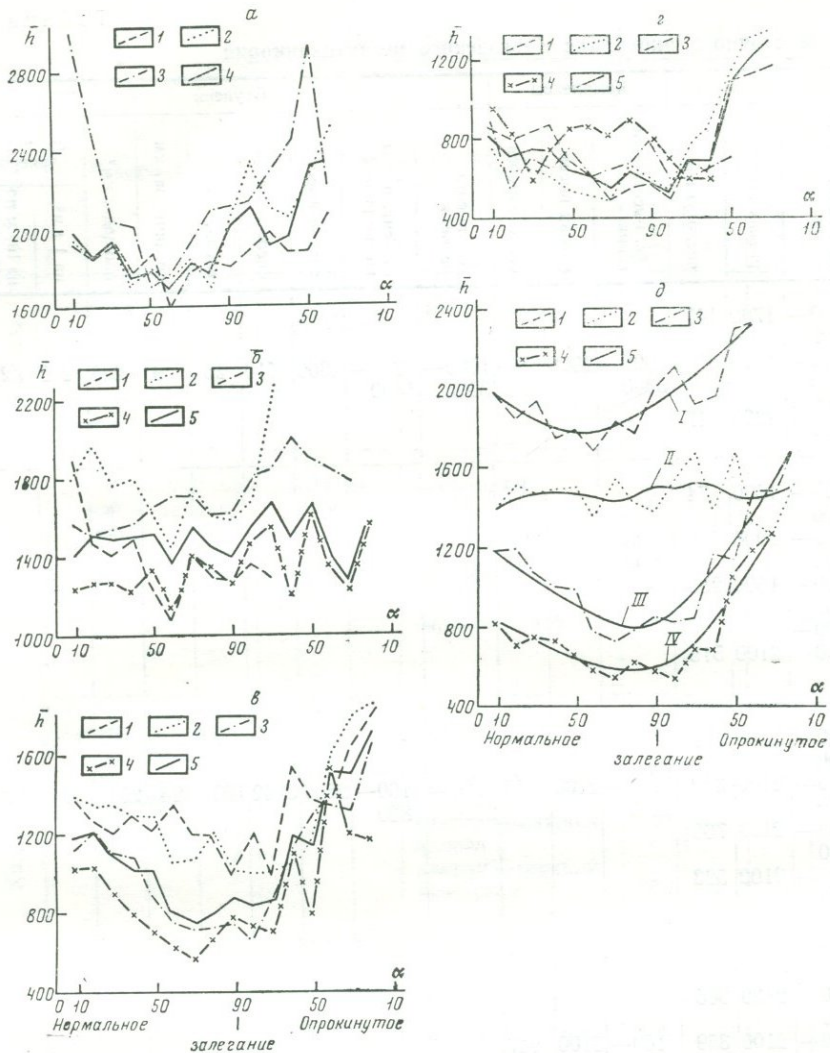


Рис. 2. Тенденции изменения углов наклона слоев в складчатой структуре по вертикали.

а — полная складчатость: 1 — аален — нижний байос, 2 — средний — верхний байос, 3 — бат — келловей (?), 4 — среднеюрский комплекс в целом; б — складчатость, переходная от промежуточной к полной: 1 — оксфорд (?) — титон, 2 — валанжин, 3 — готерив, 4 — баррем — альб, 5 — верхнеюрский — нижнемеловой комплекс в целом; в — промежуточная складчатость: 1 — сеноман, 2 — турон — коньяк, 3 — сантон — нижний кампан, 4 — верхний кампан — маастрихт, 5 — верхнеюрский — нижнемеловой комплекс в целом; г — промежуточная складчатость: 1 — дат, 2 — палеоцен — эоцен, 3 — олигоцен — нижний миоцен, 4 — средний миоцен — понт; 5 — третичный комплекс в целом; д — совместно: 1 — полная складчатость, среднеюрский комплекс, 2 — переход от полной к промежуточной складчатости, верхнеюрский — нижнемеловой комплекс; промежуточная складчатость, 3 — верхнемеловой, 4 — третичный комплексы; 5 — сглаживающие кривые

Различаются два случая: наличие и отсутствие тенденции.

Первый из них — это среднеюрский структурный комплекс Тфанской ступени, обладающий полной складчатостью (рис. 2, а; 2, д, кривая I), верхнемеловой и третичный комплексы Ковдагской ступени со свойственной им промежуточной складчатостью (рис. 2, в, г, д, кривые III, IV).

Тенденция, при различиях в деталях по свитам и комплексам, всюду одна и та же: имея на минимальных высотах крутое нормальное залегание с углами наклона $60\text{--}80^\circ$, слои вверх по структуре, с одной стороны, выполаживаются до 10° , с другой — приобретают все более крутое, а затем опрокинутое до 20° падение (160° при отсчете от 0°).

Если сопоставить данные о размещении свит в структуре складок, приведенные в таблице, и кривые 2, а, б, г, то станет очевидным следующий вывод: в перечисленных выше комплексах тенденция, с одной стороны, выполаживания, а с другой — опрокидывания слоев вверх по структуре проявляется во всех ее элементах: в осевых частях и на крыльях антиклиналей и синклиналей. Она пронизывает всю структуру складчатых комплексов и подмечается еще в процессе полевых работ, о чем неоднократно сообщалось применительно к промежуточной складчатости юго-восточного Кавказа (Вихерт, Лебедева, Башилов, 1966; Шурыгин, 1962). В зоне полной складчатости, на Тфанской и в северо-западной части Ковдагской ступеней, регистрировалось только опрокидывание слоев вверх по рельефу. В 1965—1968 гг. автор совершил маршруты не только по долинам, но и по водоразделам рек, пересекающих Тфанскую ступень, и обнаружил, что и здесь вверх по рельефу, уже при относительных превышениях $300\text{--}700$ м, слои не только опрокидываются, но и выполаживаются. Эти наблюдения послужили толчком для массовых замеров залегания слоев на всех гипсометрических уровнях Тфанской ступени. Результаты измерений в осредненной статистической форме подтвердили сложившиеся в поле представления (см. рис. 2, а).

Второй случай — отсутствие тенденции изменения наклона слоев по вертикали — демонстрирует верхнеюрский — нижнемеловой комплекс Ковдагской ступени (рис. 2, б; 2, д, кривая II). Направленное изменение наклона слоев проявляется здесь лишь в отдельных свитах, в частности в валанжинской. Структура комплекса содержит элементы полной и промежуточной складчатости (на рис. 1 — соответственно между разрезами I—VII и VII—XVI).

По размещению в структуре складок свиты верхнеюрского — нижнемелового комплекса имеют аналоги в других комплексах, по составу и слоистости пород комплексы сходны. Объем эмпирического материала всюду большой (см. таблицу), следовательно, различия не случайны. Они требуют объяснения, равно как и зависимость углов наклона слоев от их гипсометрического уровня, наблюдающаяся в трех остальных комплексах.

Тектоническое истолкование результатов статистического ана-

лиза начнем с поиска причин специфического распределения наклона слоев в верхнеюрском-нижнемеловом комплексе.

Обратим внимание на два обстоятельства. Комплекс занимает ту часть Ковдагской ступени, где полная складчатость затухает, промежуточная — формируется. В геологической истории региона он отвечает стадии перестройки структуры региона. С верхнеюрской эпохи (вероятно, с рубежа келловейского и оксфордского веков) определяются современные контуры Тфанской и соседних с ней ступеней. Меняется преобладающее направление движения ступеней — Тфанская ступень вступает в поднятие, Ковдагская начинает активно погружаться.

Таким образом, верхнеюрский-нижнемеловой комплекс по своему структурному положению отвечает зоне преобразования складчатости одного морфологического типа в складчатость другого, по историческому — эпохе преобразования плана и знака вертикальных движений ступеней. Отсюда, видимо, и простекает свойственное комплексу неупорядоченное по вертикали распределение наклонов слоев.

Обратимся к структурной интерпретации упорядоченного распределения.

Сглаживающие кривые (см. рис. 2) позволяют построить генерализованные разрезы, в которых графически выражены тенденции изменения углов наклона в складчатых зонах по вертикали. Такие разрезы представлены на рис. 3.

При построении разрезов условным поверхностям раздела слоев на соответствующих гипсометрических уровнях придавался наклон, который предписывается сглаживающей кривой. Каждый разрез строился в интервале осредненных абсолютных высот, занятых кривой, а затем достраивался на глубину. Разрез I (рис. 3) в интервале высот 1800—2400 м построен в соответствии с кривой I (см. рис. 2, *д*) и характеризует тенденции изменения углов наклона слоев среднеюрского комплекса по вертикали в зоне полной складчатости Тфанской ступени. Разрез II на высотах 1400—1800 м отвечает кривой II и показывает в обобщенном виде распределение наклона слоев в зоне складчатости, переходной от полной к промежуточной (верхнеюрский-нижнемеловой комплекс Ковдагской ступени). Разрез III на отметках 800—1600 м в соответствии с кривой III отражает особенности изменения наклона слоев в зоне промежуточной складчатости верхнемелового комплекса Ковдагской ступени.

Горизонтальный размер разрезов равен средней ширине соответствующих ступеней на принятых к анализу пересечениях. Чтобы сделать разрезы I—III удобными для обозрения, их вертикальный масштаб сравнительно с горизонтальным преувеличен в 5 раз. В соотношении масштабов 1:1 контуры разрезов видны на графиках I'—III' рис. 3.

При построении разрезов учитывались черты структуры, которые не улавливаются принятыми статистическими методами ис-

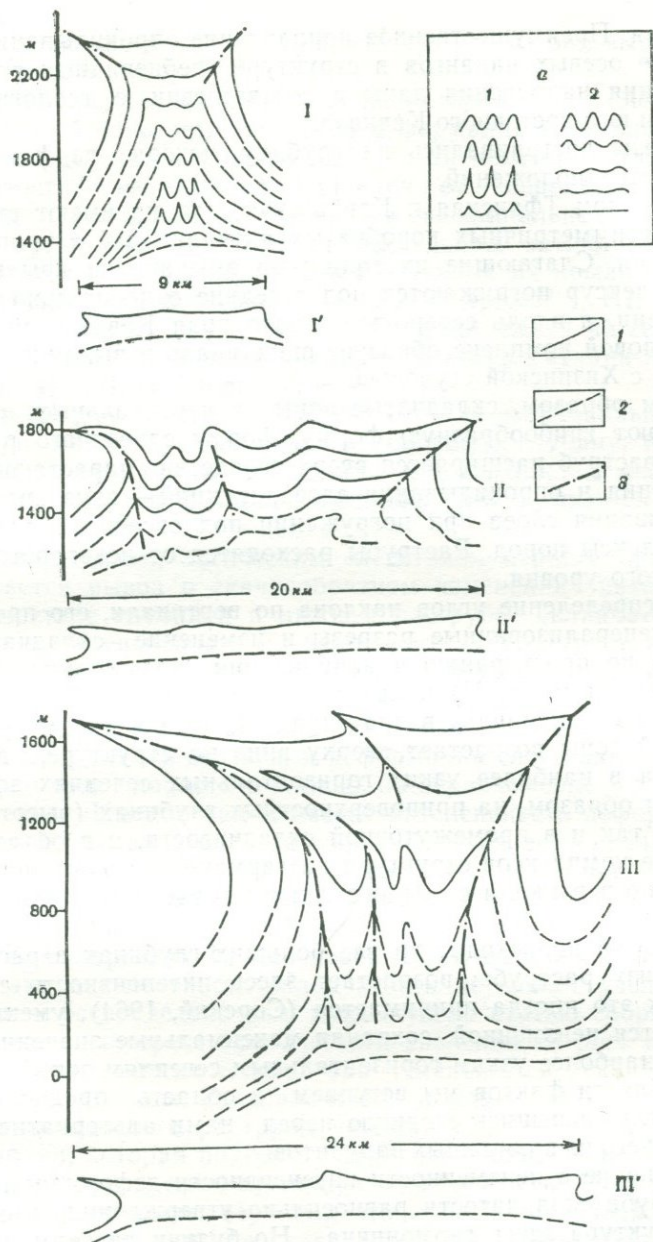


Рис. 3. Тенденции изменения складчатой структуры по вертикали в виде генерализованных разрезов складчатых зон. Складчатости: I, I' — полная; II, II' — переходная от полной к промежуточной; III, III' — промежуточная. Условные поверхности раздела слоев: 1 — построенные по результатам статистического анализа углов наклона, 2 — построенные на глубину, 3 — осевые разрывы. На врезке а — два возможных варианта изменения складчатой структуры с глубиной

следования. Преимущественное направление опрокидывания слоев, положение осевых надвигов в структуре гребневидных складок и направления надвигания даны в соответствии с геологическими разрезами юго-восточного Кавказа.

Разрезы достраивались на глубину, исходя из фактических данных и предположений.

1. В целом Тфанская и Ковдагская ступени имеют структуру крупных асимметричных коробчатых антиклиналей с приподнятыми замками. Слагающие их толщи на смыкающих крыльях граничных флексур погружаются под соседние относительно опущенные ступени, а вдоль северо-восточного края Ковдагской ступени верхнемеловой комплекс образует синклинали и выклинивается по соседству с Хизинской ступенью.

Таким образом, складчатые зоны в вертикальных сечениях приобретают грибообразную форму, форму сдвоенного раструба. Верхний раструб расширяется вверх вследствие нарастающего выполаживания и опрокидывания слоев, нижний — вниз вследствие выполаживания слоев при погружении под соседние более молодые комплексы пород. Раструбы расходятся от некоторого приповерхностного уровня.

2. Распределение углов наклона по вертикали, его преобразование в генерализованные разрезы и изменение складчатых деформаций по простиранию в направлении воздымания зеркала складчатости (см. гл. II) показывают, что интенсивность складчатости, если ее оценивать в значениях λ , ν , в верхнем раструбе складчатой зоны возрастает сверху вниз по структуре, достигая максимума в наиболее узких горизонтальных сечениях зоны.

Таким образом, на приповерхностных глубинах (высотах) как в полной, так и в промежуточной складчатости, и в объеме свит, и в объеме комплексов структура дисгармонична: она направленно меняется по вертикали от одного гипсометрического уровня к другому.

3. Что же происходит на все больших глубинах в расширяющемся к низу раструбе: возрастает здесь интенсивность складчатости, как это иногда принимается (Сорский, 1964), уменьшается или остается неизменной, сохраняя максимальные значения, свойственные наиболее узким горизонтальным сечениям зоны?

Из области фактов мы вступаем в область предположений. Попробуем разрешить стоящую перед нами альтернативу начиная с третьего из возможных вариантов.

Допущение о неизменности интенсивности деформаций в нижнем раструбе складчатости равносильно утверждению, что складчатая структура здесь гармонична. Но будучи дисгармоничной в приповерхностной зоне, в верхнем раструбе, может ли она стать гармоничной с погружением слоев на все большую глубину, расширением занятой ими области и изменением динамических параметров среды? Очевидно, ответ может быть только отрицательным. Следовательно, одно из трех предположений отвергается.

Остаются два других. В графической форме они выражены на врезке *a* рис. 3.

Первое предположение, согласно которому в нижнем раструбе складчатой зоны интенсивность деформаций с глубиной возрастает, приведет нас к заключению, что на некотором (для полной складчатости — небольшом) удалении от современной дневной поверхности складчатость становится изоклиальной: на низких уровнях эрозионного вреза, в днищах долин, антиклинали всюду по форме близки к изоклиальным — наклон их крыльев в среднем составляет $60-80^\circ$ (рис. 2, *a, в, г, д*, кривые I, III, IV). Этот вариант изображен на рис. 3, *a, I*. Он воплощен и на генерализованных разрезах глубинных диапиров, в интерпретации А. А. Сорского (1964) и В. Н. Шолпо (1964).

Но в силу своих геометрических свойств изоклиальная складчатость не может продолжаться на большую глубину: на некотором уровне она отделится от подложья поверхностью дисгармонии и интенсивность деформаций в подложье резко снизится (Войновский-Кригер, 1948).

Таким образом, логическим следствием первого предположения является вывод о скачкообразном изменении интенсивности складчатости с глубиной в нижнем раструбе складчатой зоны: нарастание интенсивности до некоторого гипсометрического уровня, затем — резкое ее падение. Уровней может быть несколько, и они могут распространяться не на всю ширину раструба, распределяясь в нем очагами. В результате скачки в изменении интенсивности будут сглаживаться, и деформация слоев вниз по раструбу в целом будет нарастать плавно, но неравномерно — то быстрее, то медленнее. Именно так меняется интенсивность деформаций по простиранию складчатости по мере поднятия ее зеркала на юго-восточном Кавказе (см. гл. II). Многочисленные конкретные примеры местной (очаговой) дисгармонии складчатой структуры на приповерхностных глубинах Ковдагской ступени приводятся в работе А. В. Вихерта, Н. Б. Лебедевой, В. И. Башилова (1966).

Однако интенсивность складчатости не может увеличиваться с глубиной беспредельно (см. предыдущую статью сборника). По достижении некоторого критического значения ее рост прекратится, и в подстилающих толщах она уменьшится скачком, либо плавно. Мы должны, следовательно, принять, что в основании нижнего складчатого раструба находится поверхность или зона дисгармонии, которая отсекает снизу всю толщу пород, составляющих полную или промежуточную складчатости. Нельзя сказать определенно, на каких глубинах это происходит. Поскольку вертикальный размах зеркала складчатости на юго-восточном Кавказе меняется от 2 до 10 км, предполагаемые поверхности (зоны) дисгармонии, вероятно, находятся в этих пределах глубин от современного эрозионного вреза.

Итак, первый возможный вариант изменения интенсивности складчатости с глубиной с нижнем раструбе складчатой зоны, а

именно: интенсивность складчатости с глубиной возрастает, но неравномерно — то быстрее, то медленнее, достигает некоторого максимального значения, после чего уменьшается — скачком или плавно, по поверхности или в зоне дисгармонии, отделяющей снизу всю складчатую толщу от пород подложья — этот вариант, по мнению автора, наиболее вероятный. Он теоретически непротиворечив и согласуется с наблюдениями на приповерхностных глубинах. Схематично он показан на разрезах I, III (см. рис. 3).

Второй возможный вариант изменения деформации слоев с глубиной в нижнем раструбе складчатой зоны — убывание интенсивности складчатости на все более глубоких уровнях (рис. 3, а, 2) — представляется маловероятным.

Резюме. Статистический анализ распределения углов наклона слоев по вертикали, с учетом других геологических наблюдений и в сочетании с некоторыми предположениями, вероятность которых оценена как большая или меньшая, приводит к выводу о том, что в вертикальных сечениях зоны полной и промежуточной складчатостей юго-восточного окончания Кавказского мегантиклинория имеют грибообразную форму или форму сдвоенного раструба, расходящегося вверх и вниз от некоторого приповерхностного уровня. Структура как полной, так и промежуточной складчатости дисгармонична: она меняется от совокупности асимметричных складок, одно крыло которых опрокинута, другое — полого, на наименьших глубинах (наибольших современных высотах) в верхней части верхнего раструба складчатой зоны (в «шляпке гриба») через комплекс приблизительно симметричных крутых складок на средних глубинах — в горловине сдвоенного раструба (в «ножке гриба») до системы симметричных (?) изоклиналильных складок на наибольших глубинах — в нижней части нижнего раструба складчатой зоны (в «прикорневом утолщении ножки гриба»). Интенсивность складчатости от минимальных значений на наименьших глубинах плавно, но неравномерно возрастает до максимальных значений на наибольших глубинах (2—10 км от современного вреза), вслед за чем по поверхности или в зоне дисгармонии, с переходом в породы подложья, уменьшается.

В пространстве между полной и промежуточной складчатостью заключен комплекс пород со складчатой структурой переходного типа. По вертикали она не упорядочена, направленно не меняется. Интенсивность деформаций находится в пределах, свойственных, с одной стороны, полной, с другой — промежуточной складчатостям. Этот комплекс пород формировался в переходную эпоху, когда завершалось образование полной складчатости и начиналось — промежуточной. Вероятно, он отвечает выходам на дневную поверхность зоны дисгармонии, разделяющей названные складчатости.

О механизме образования складчатости юго-восточного окончания Кавказского мегантиклинория. Отчетливо выраженное сходство тенденций изменения наклона слоев по вертикали в зонах

полной и промежуточной складчатостей изученного региона (см. рис. 2, а, в, г, д, кривые I, III, IV) подтверждают высказанный ранее тезис о том, что эти складчатости — результат действия одного и того же механизма деформации. Какого именно?

Статистически установленная дисгармония структуры как полной, так и промежуточной складчатостей противоречит представлениям о формировании складчатой структуры вследствие продольного сжатия слоев приложенными извне — с боков или снизу — горизонтальными силами (Хаин, 1964). Гипотезе о складкообразовании под влиянием внутренних (объемных) сил, неравномерно, очагами распределенных в толщах пород, дисгармония не только не противоречит, но служит подтверждением.

Уменьшение интенсивности деформаций в свитах и комплексах в отдельности и совместно вверх по структуре свидетельствует о том, что складкообразование как в малых, так и в больших объемах горных пород является процессом, затухающим снизу вверх, по восстановлению слоев. Источники движения вещества каждый раз оказываются в той части свиты, комплекса и всей складчатой зоны, которая расположена наиболее глубоко. Но именно так — послойно, от больших к малым глубинам, из областей высоких в области пониженных гравитационных давлений — перемещается вещество под действием механизма нагнетания (в его широком понимании; Вихерт, 1971).

Вместе с тем статистически установленное все большее опрокидывание слоев вверх по структуре и рельефу свидетельствует об активной роли механизма гравитационного разваливания, вертикального расплющивания структуры полной и промежуточной складчатостей под действием сил гравитации в приповерхностной зоне, где процесс нагнетания вещества приостанавливается. Других гипотез, способных удовлетворительно объяснить одновременно происходящее как выполаживание, так и опрокидывание слоев вверх по структуре, неизвестно.

Обобщая сказанное, автор склонен принять в приложение к изученному региону гипотезу о глубинных диапирах, выдвинутую А. А. Сорским (1964), дополненную В. Н. Шолпо (1964) и теоретически развитую В. В. Белоусовым (1969). В расширенной интерпретации В. В. Белоусова — это гипотеза об адвективных движениях как источнике складчатых деформаций. Объектами, возникающими вследствие действия процесса адвекции, являются различных размеров грибообразные структурные формы — гранито-гнейсовые купола в метаморфических толщах, зоны морфологически различных складок в породах средней и низкой стадий метаморфизма, соляные купола. В вертикальных сечениях для них типично расширение книзу, откуда поступает вещество и где находятся источники его движения, пережим в средней по высоте части, где вещество движется с наибольшей скоростью, и расширение кверху, где движение тормозится силами гравитации и вещество рассредоточивается.

По мнению автора, статистические данные о наклонах слоев и их преобразование в генерализованные разрезы зон полной и промежуточной складчатостей (см. рис. 3) согласуются с гипотезой адвекции как обобщенном представлении о совместном действии механизмов нагнетания, гравитационного всплывания и гравитационного разваливания.

З а к л ю ч е н и е

1. При достаточно высокой средней плотности наблюдений — не менее одного замера на 1 км^2 площади складчатой зоны (в целом) и не менее 5 замеров на 100 м по вертикали (для каждой свиты или комплекса в отдельности) и при обеспечении суммарного числа наблюдений по каждой свите не менее 50 — углы наклона слоев позволяют определять тенденции изменения складчатой структуры в вертикальных разрезах.

2. Статистически обнаружено два случая: наличие тенденции и ее отсутствие. Наличие тенденции, свойственное полной и промежуточной складчатостям, выражается в том, что слои снизу вверх по складчатой структуре меняют свой наклон от крутого нормального ($60\text{--}80^\circ$) до пологого (10°), с одной стороны, и опрокинутого (до 20 или 160° при отсчете от 0°), — с другой. В среднем эта тенденция отчетливо проявляется при превышениях в структуре на $200\text{--}800 \text{ м}$. Отсутствие тенденции или неупорядоченное по вертикали распределение наклонов слоев обнаружено в комплексе пород, который занимает переходные позиции между полной и промежуточной складчатостями по своей внутренней складчатой структуре, положению в пространстве и времени формирования.

3. Тектоническая интерпретация результатов статистического анализа в совокупности с рядом геологических наблюдений и предположений привела к выводу о том, что зоны полной и промежуточной складчатостей юго-восточного Кавказа в генерализованных вертикальных разрезах имеют форму гриба или сдвоенного раструба, расширяющегося вверх и вниз. Складчатая структура в целом оказалась дисгармоничной. Она морфологически меняется сверху вниз. В том же направлении плавно, но неравномерно возрастает интенсивность деформаций. В основании нижнего раструба находится поверхность или зона дисгармонии, отделяющая складчатую толщу от пород подложья.

4. Статистически установленные закономерности изменения складчатой структуры по вертикали удовлетворительно объясняются только гипотезами о действии внутренних (объемных) сил при складкообразовании, но не внешних (поверхностных) сил. Из числа таких гипотез предпочтительнее представления о совместном действии механизмов нагнетания и гравитационного разваливания (расплющивания) при формировании полной и промежуточной складчатостей изученного региона. В более широком смысле —

это гипотеза адвекции, которая предусматривает возникновение структурных форм, расширяющихся книзу и кверху от некоторого среднего уровня глубины.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, № 4.
- Вихерт А. В. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости. Наст. сборник.
- Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
- Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1948, № 6.
- Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Под редакцией А. А. Али-заде. Баку, 1963.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л., 1934.
- Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область. Баку, 1954.
- Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Баку, 1958.
- Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Большого Кавказа и условия их формирования. Сб. «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964.
- Шурыгин А. М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1962.

ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕСЕКАЮЩЕЙСЯ
СКЛАДЧАТОСТИ

Пересекающаяся складчатость возникает вследствие воздействия на одну и ту же слоистую среду минимум двух различно ориентированных складкообразовательных процессов с интерференцией (наложением) складчатых волн. Такая складчатость отмечена многими исследователями (Горлов, 1967; Дук, 1967; Кузнецов, 1969). Она зафиксирована, в частности, в силурийской толще Жаман-Сарысуйского антиклинория Центрального Казахстана (Паталаха, Щерба, 1968) в виде пересекающихся малых складок северо-западного и северо-восточного простираний. Более мелкие сжатые складки северо-западного простирания оказались резко смятыми в столь же сжатые, но несколько более крупные складки (с амплитудой и шириной до 2—5 м) северо-восточного простирания.

В последнее время пересекающаяся складчатость обнаружена нами в ряде районов Казахстана. В качестве примера коротко охарактеризуем структуру одного из участков Мугоджар. Участок расположен в Восточно-Мугоджарском антиклинории и сложен метаморфизованной толщей мусковит-биотитовых сланцев с прослоями песчаников предположительно ниже-среднеордовикского возраста (рис. 1). Изучение участка позволило констатировать два различных простирания пород. Наряду с общим, северо-восточным простиранием, нередко, даже в пределах отдельных обнажений, фиксируется северо-западное простирание. Детальное исследование выявило два различно ориентированных направления сланцеватости: северо-восточное и северо-западное, а также две линейности в ее плоскостях. Оси складок северо-восточного направления ундулируют. Изучение систем сланцеватости, линейности и ундуляции осей складок позволило доказать наличие двух различно ориентированных складчатостей, каждой из которых присущи «своя» сланцеватость и «своя» линейность. Более ранние складки, сланцеватость и линейность которых деформированы, в целом имеют северо-восточное направление ($30-45^\circ$). Складки другого этапа и связанные с ними сланцеватость и линейность ориентированы в северо-западном направлении ($290-300^\circ$).

По представлениям В. Л. Дука (1967), в беломорском комплексе отмечаются три этапа складкообразования. Судя по литературным данным, посвященным тектонике сложно деформирован-

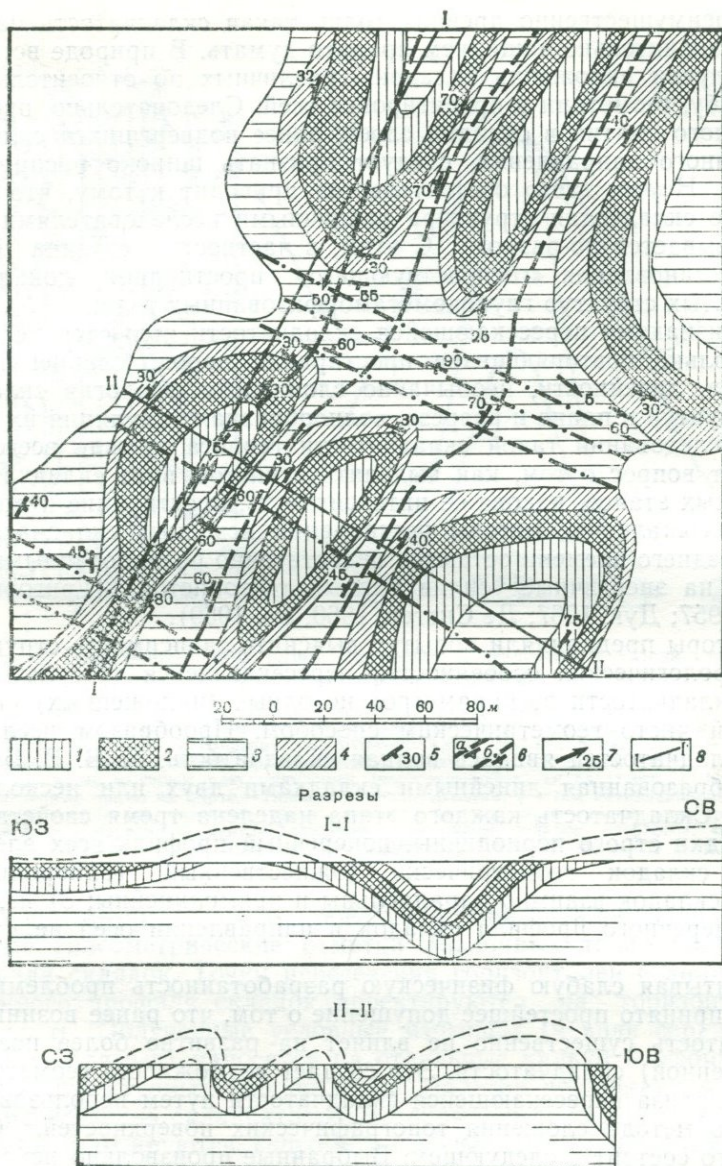


Рис. 1. Пересекающаяся складчатость ниже-среднеордовикских (?) отложений Восточно-Мугоджарского антиклинария (р. Олыталдык):

1—мусковитовые сланцы; 2—биотитовые сланцы; 3—двуслюдяные сланцы; 4—песчаники; 5—элементы залегания слоистости; 6—сланцеватость раннего (а) и позднего (б) этапов складкообразования, развита повсеместно, показана условно в виде линий, чтобы отразить деформацию ранней сланцеватости; 7—линейность; 8—линии разрезов

ных, преимущественно древних толщ, такая складчатость наблюдается значительно чаще, чем принято думать. В природе встречаются случаи наложения складок, различных по относительному масштабу, геометрии и ориентировке осей. Следовательно, процесс повторного смятия в складки слоев, ранее подвергшихся складчатости иного направления, следует признать широко распространенным. Неучет этого обстоятельства приводит к тому, что одна и та же складчатая структура различными исследователями расшифровывается по-разному. С этим, в частности, связана трудность установления «господствующего» простираения локальных складчатых структур глубокометаморфизованных толщ.

Признаками пересекающейся складчатости являются не одно, а несколько повторяющихся простираний пород, сланцеватости, кливажа, линейности, необычайно сложная морфология складчатых структур в плане и разрезе, волнообразная ундуляция их осей. При исследовании такой складчатости геолога прежде всего интересует вопрос о том, как выделить в чистом виде складчатость различных этапов, какова ее интенсивность, простираение и геометрия. К сожалению, методы реставрации исходных складчатостей до последнего времени остаются недостаточно разработанными, несмотря на энергичные усилия видных тектонистов (Григорьянц, Хайн, 1957; Дук, 1967; Де Ситтер, 1960; Эз, 1959).

Авторы предприняли попытку выяснить зависимость структурно-морфологических особенностей пересекающейся (результатирующей) складчатости от параметров исходных (наложенных) складчатостей чисто геометрическим способом. Прообразом исследуемых складчатостей явилась полная складчатость, по В. В. Белоусову, образованная линейными складками двух или нескольких этапов. Складчатость каждого этапа наделена тремя свойствами: 1) складки строго периодичны, поперечный профиль всех элементарных складок геометрически тождественный (однородный); 2) оси складок взаимно параллельны и прямолинейны; 3) изменений поперечного профиля складок в направлении осей не происходит.

Учитывая слабую физическую разработанность проблемы, за основу принято простейшее допущение о том, что ранее возникшая складчатость существенно не влияет на развитие более поздней (наложенной) складчатости. Это создает возможность геометрического анализа пересекающейся складчатости путем использования простого метода сложения топографических поверхностей. Сущность его состоит в следующем. Выбранные произвольно исходные складчатости изображаются в условных изогипсах в виде топографических поверхностей. Наложение складчатостей означает сложение таких поверхностей, а проведение суммарных изогипс дает возможность получить морфологию пересекающейся (результатирующей) складчатости. Техника графических построений и вычислений проста (рис. 2). Задаются поперечные профили исходных и наложенных складок (складчатостей). Строится вертикальный мас-

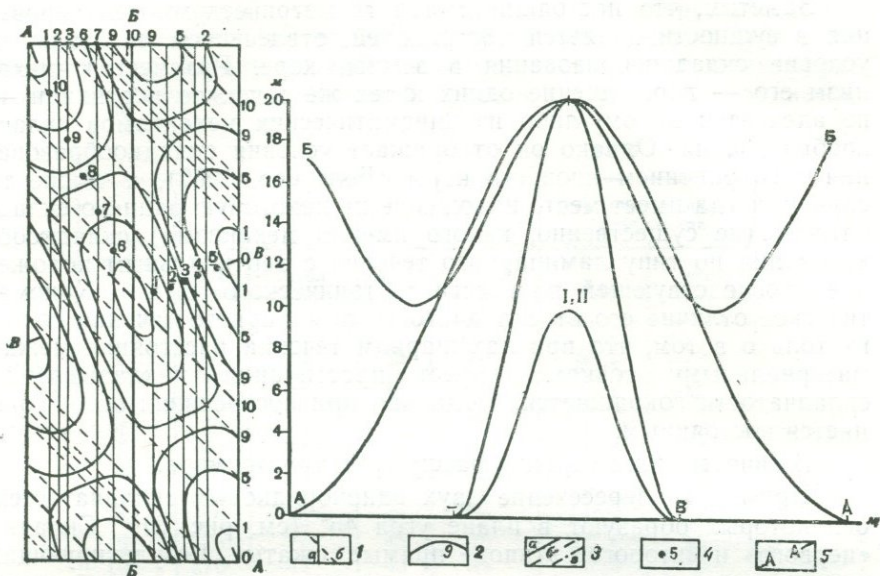


Рис. 2. Пересечение двух однопорядковых складчатостей. Слева структурная карта, справа — разрезы:

1 — условные изогипсы складчатости «первого» (а) и «второго» (б) этапов на карте; поперечные профили соответствующих складок на разрезе помечены цифрами I и II; цифрами показаны гипсометрические отметки: вдоль верхней рамки карты — складок «первого» этапа, а вдоль правой боковой рамки карты — складок «второго» этапа; 2 — условные изогипсы результирующей (пересекающейся) складчатости, цифры, представленные прямо на карте, — гипсометрические отметки; 3 — оси антиклинальных складок «первого» (а), «второго» (б) и «третьего» (в) этапов; 4 — точки, в которых произведено измерение элементов залегания поверхности складок «первого», «второго» этапов и результирующих; 5 — линии разрезов по А—А, Б—Б, В—В

штаб, по которому путем проведения горизонталей находятся условные гипсометрические отметки различных точек поперечного профиля складок. Точки пересечения горизонталей с линиями поперечного профиля складок проектируются на горизонтальную плоскость. Полученные условные изогипсы (в виде серии параллельных прямых) наносятся на отдельные кальки и оформляются в виде структурных карт-палеток. Палетки совмещаются под углом пересечения складчатостей и покрываются третьей калькой, на которой суммируются гипсометрические отметки в узлах пересечения исходных карт-палеток. По суммарным гипсометрическим отметкам проводятся изолинии, которые обрисовывают морфологию результирующей складчатости. Элементы залегания любой площади складчатой поверхности могут быть определены вычислением либо графически¹.

¹ Настоящая методика позволяет с равным успехом изучать деформации линейности и кливажа ранних этапов складкообразования. К. Г. Войновский-Кригер (1965) для этих целей использовал стереографические проекции.

Заметим, что настоящий метод геометрического моделирования в сущности является абстракцией, отвлеченной от реальных условий складкообразования в земной коре. Разумеется, механизм его — перемещение одних и тех же точек по вертикали — не адекватен какому-либо из кинематических механизмов складкообразования. Однако он отображает условия складкообразования с сохранением площади коры (Белоусов, 1962), а также те случаи, когда имеет место наложение на некоторую раннюю складчатость (не существенно, какого именно механизма) складкообразования по типу ламинарного течения с вертикальным положением господствующей плоскости тектонического потока. Кинематическое отличие его от складчатости ламинарного течения состоит только в том, что при ламинарном течении расстояние между материальными точками вкрест простирания накладываемой складчатости сокращается, тогда как при построениях оно сохраняется постоянным.

В качестве иллюстрации рассмотрим три примера.

Пример 1. Пересечение двух однопорядковых складчатостей, оси которых образуют в плане угол 45° (см. рис. 2). Складки «первого» и «второго» этапов² прямые, сжатые. Результирующая складчатость не совпала ни с одним простиранием исходных складчатых волн. Вместо исходных линейных складчатостей морфология результирующей складчатости оказалась куполовидной, а простирание ее совпало с биссектрисой острого угла, образованного линиями простирания исходных складок. Результирующая складчатость состоит из эллиптических куполов и впадин, сочетающихся между собой в плане в шахматном порядке. Размер элементарных куполов и впадин определяется шириной исходных элементарных складчатых волн, а высота суммирует амплитуду исходных складок одного и того же знака.

Изменение элементов залегания поверхности в одних и тех же точках складок «первого», «второго» этапов и результирующих показано в табл. 1.

Следует отметить, что миграция осей результирующих складок имеет место при наложении только однопорядковых исходных складчатостей. Показателен в этом отношении следующий пример.

Пример 2. Пересечение двух разнопорядковых складчатостей, оси которых образуют в плане угол 45° (рис. 3). Отношение амплитуд складок «первого» и «второго» этапов 4 : 1. Складки «первого» и «второго» этапов сжатые, прямые, геометрически подобные. Построения показывают, что результирующая складчатость в целом совпадает по простиранию со складчатостью «первого» этапа

² Понятие об очередности этапов при геометрическом моделировании лишено смысла, так как результирующая складчатость не зависит от последовательности наложения исходных складчатостей.

(большей амплитуды). Вместе с тем крылья результирующих складок имеют волнистую поверхность, и осевые поверхности этих волн отвечают простиранию складок «второго» этапа. Замки более крупных складок осложнены куполообразными вздутиями и впадинами,

Таблица 1

Номер точки	I этап		II этап		Результирующая складчатость	
	аз. падения	угол падения	аз. падения	угол падения	аз. падения	угол падения
1	90	70	45	70	67,5	79
2	90	75	45	75	67,5	82
3	90	70	45	70	67,5	79
4	90	70	45	70	67,5	79
5	90	44	45	44	67,5	61
6	270	70	45	70	337,5	64
7	270	75	45	75	337,5	70
8	270	70	45	70	337,5	64
9	270	70	45	70	337,5	64
10	270	44	45	44	337,5	36

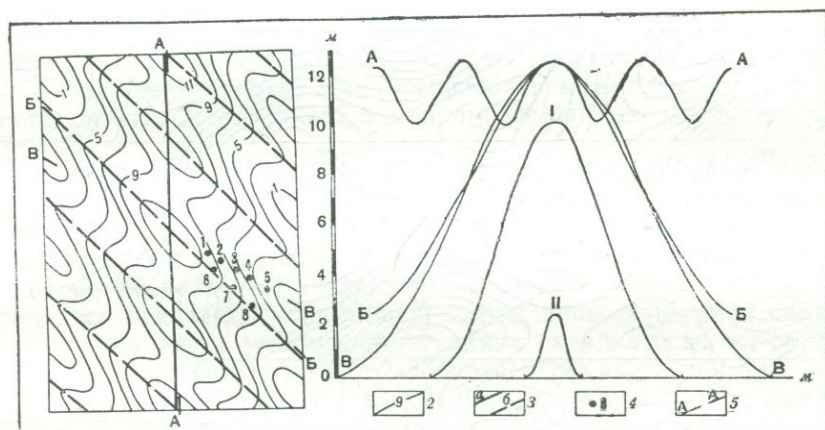


Рис. 3. Результирующая складчатость, образованная пересечением двух разнопорядковых складчатостей. Условные обозначения те же, что на рис. 2

оси их ундулируют соответственно параметрам более мелкой складчатости. Изменение элементов залегания поверхности в одних и тех же точках складок «первого», «второго» этапов и результирующих показано в табл. 2 (см. стр. 118).

Пример 3. Пересечение трех однопорядковых складчатостей, оси которых пересекаются в плане под углом 30° (рис. 4). Складки «первого», «второго» и «третьего» этапов прямые, сжатые. Результирующая складчатость в плане представляет собой чередование в шахматном порядке различных по величине и неодинаковых по

Таблица 2

Номер точки	I этап		II этап		Результирующая складчатость	
	аз. падения	угол падения	аз. падения	угол падения	аз. падения	угол падения
1	90	70	45	75	60	80
2	90	70	45	75	62	80
3	90	70	45	60	63	76
4	90	70	45	40	65	74
5	90	62	45	20	70	58
6	90	70	45	10	90	71
7	90	68	45	10	100	69
8	90	65	45	10	105	66

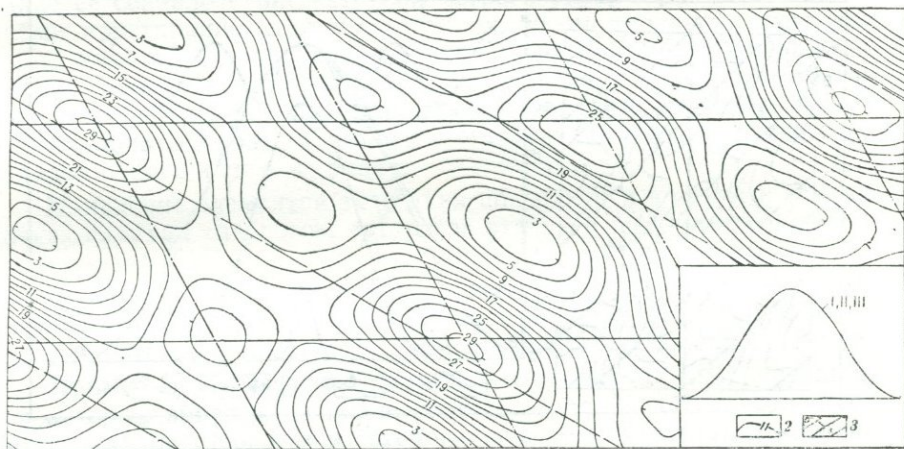


Рис. 4. Результирующая складчатость, образованная пересечением трех однопорядковых складчатостей. Условные обозначения те же, что на рис. 2. В правом нижнем углу изображен поперечный профиль исходных складок в том же масштабе, что и карта

морфологии куполов и впадин, слабо отражающих ориентировку исходных складчатых волн. Форма куполов и впадин в плане варьирует от округлой до эллиптической.

Произведем последовательный анализ сочетаний разных по мас-

штабу, геометрии и соотношению в плане исходных складчатостей, авторы нашли ряд закономерностей³. Приведем некоторые из них.

1. При пересечении двух одинаковых прямых складчатостей, оси которых ориентированы под острым углом, ось результирующей складчатости ориентирована по биссектрисе острого угла, образованного осями исходных складчатостей. Результирующая складчатость представлена серией вытянутых куполов.

2. Чередование куполообразных изометричных структур может быть обязано своим происхождением наложению двух одинаковых складчатостей под прямым углом. Простирание исходных структур при этом может не сохраниться.

3. При трехэтапном наложении одинаковых складчатостей результирующая структура представляет собой купола и впадины, однако геометрия их гораздо более сложная.

4. В результате пересечения двух складчатостей резко различного относительного масштаба результирующая складчатость сохраняет в общем простирание складчатости большей амплитуды. Крылья складок волнообразные.

5. Результирующая складчатость, полученная от наложения двух складчатостей близкого, но не одинакового масштаба (амплитуд, ширины складок и сжатости), не имеет четко выраженного господствующего простирания структур, однако простирание складчатости с большей амплитудой и сжатостью улавливается.

6. При двух этапах складкообразования ширина исходных складок каждого этапа равна ширине результирующих складок в сечении, параллельном оси складчатости другого этапа, деленной на синус угла пересечения осей исходных складчатостей в плане.

7. При двух этапах складкообразования амплитуда складок одного из этапов сохраняется в направлении, параллельном оси складчатости другого этапа.

8. Ундуляция осей результирующих складок при двух этапах складкообразования определяется геометрией и амплитудой наложенной складчатости с относительно меньшими размерами.

Отмеченные выводы, пополненные данными геологических наблюдений, позволят в дальнейшем подойти к решению обратной задачи: на основании структурной карты пересекающейся складчатости выяснить в чистом виде исходные складчатости, их ориентировку и морфологию. Так, в рассмотренном выше примере (см. рис. 1) складки первого этапа асимметричные наклонные, амплитуда их колеблется от 30 до 70 м, ширина от 130 до 160 м. Второй этап складкообразования характеризуется симметричными вертикальными складками с амплитудой от нескольких сантиметров до 50 м. Ширина складок достигает 110 м.

Неучет этих простейших закономерностей может повлечь за собой неточности толкования рисунков пересекающейся складчатости.

³ Результаты этого исследования готовятся к изданию.

До сих пор в центре внимания тектонистов господствующим было представление о линейной складчатости. Анализ литературных и полевых геологических данных показывает, что даже линейная складчатость в деталях изобилует разного рода «неправиль-

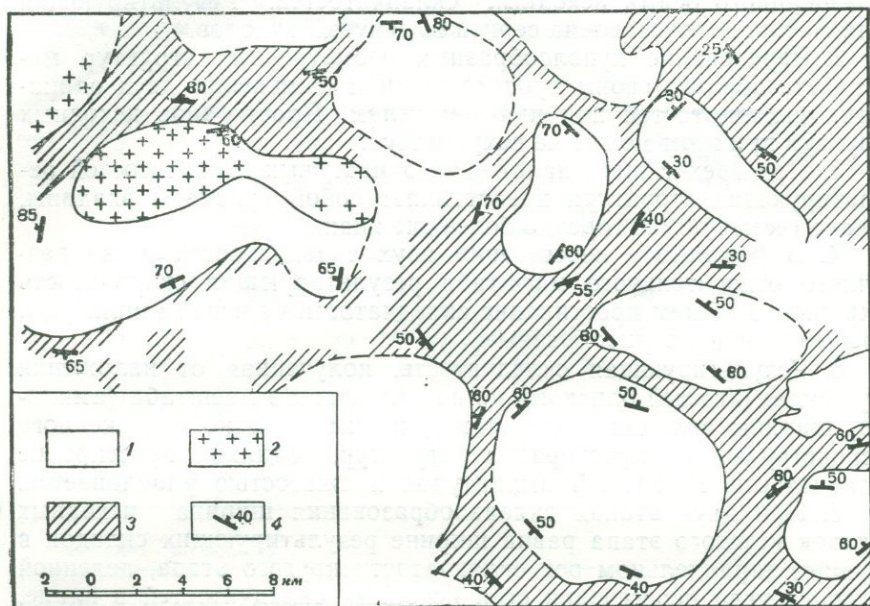


Рис. 5. Гранито-гнейсовые купола беломорид Пайозерско-Керетского района (по Н. В. Горлову, 1967):

1 — гранито-гнейсы; 2 — чарнокиты; 3 — амфиболиты, биотитовые и амфиболитовые гнейсы; 4 — сланцеватость

ностями»: поперечными поднятиями и погружениями, которые могут рассматриваться нередко как прямой результат наложенного поперечного к ним складкообразования (Кошкин, 1965). В структуре брахиформной складчатости эта особенность выражена еще более отчетливо не только в морфологии складок (крутые ундуляции осей складок), но даже в ряде косвенных признаков, таких, как поперечный кливаж (Ажгирей, 1966). В складчатой структуре глубокометаморфизованных толщ, переживших несколько этапов складкообразования, наличие пересекающейся складчатости вряд ли может вызывать сомнения.

В качестве примера сошлемся на рис. 4 и 5, которые соответственно передают идеальный результат наложения трех одинаковых складчатостей и геологическую структуру одного из участков северо-западного Беломорья (Горлов, 1967). В тектонической эволюции беломорского складчатого комплекса выделяются как минимум три складчатости разных простираций (северо-восточного,

северо-западного и субширотного). Центральное место в их структуре занимают, как и в идеальной схеме на рис. 4, крутосклонные купола. Структуры, изображенные на рис. 4 и 5, сходны по морфологии и расположению куполов. Возможно, механизм образования гранито-гнейсовых куполов вследствие пересечения различно ориентированной складчатости сочетается с диапировым (Белоусов, 1962).

В принципе как брахиформную, так и куполовидную складчатости глубокометаморфизованных толщ геометрически можно рассматривать как следствие наложения двух или нескольких различно ориентированных этапов складкообразования. Однако насколько это оправдано геологически — в каждом конкретном случае должны показать полевые исследования.

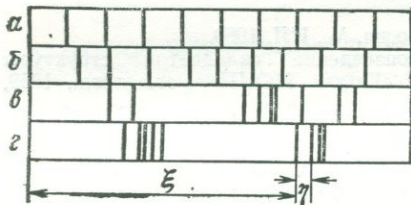
ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Войновский-Кригер К. Г. О некоторых возможных результатах наложения друг на друга складчатостей разного простирания. «Тр. Казахстан. политехн. ин-та», сб. 25. Л., «Недра», 1965.
Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., «Наука», 1967.
Григорьянц Б. В., Хаин В. Е. О механизме перестройки плана складчатости. «Геология нефти и газа», 1957, № 10.
Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967.
Кузнецов Б. И. Наложенные складки в метаморфических породах беломорского комплекса. ДАН СССР, 1969, т. 185, № 1.
Кошкин В. Я. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 9.
Паталаха Е. И., Щерба Г. Н. Структура и механизм формирования Успенской зоны. Сб. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 6. Алма-Ата, 1968.
Де Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираний. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 34, № 4.

**СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ТРЕЩИН ВДОЛЬ СЛОЯ И ИХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Один из главных параметров трещиноватости — густота трещин. Этим термином обычно обозначают количество трещин, принадлежащих к одной системе и приходящихся на единицу длины линии, перпендикулярной к этой системе трещин. Иногда оперируют величиной, обратной густоте, — средним расстоянием между соседними трещинами.

К настоящему времени накоплено много сведений о зависимости густоты трещин от разных факторов, в первую очередь от мощности, состава и степени дислоцированности слоев, рассеченных трещинами (Белоусов, 1954; Богданов, 1947; Кириллова, 1949; Кнорринг, 1965; Рац, 1962 и др.). Однако, как известно из теории вероятностей, среднее значение является хотя и важной, но недостаточной характеристикой случайной величины. Для ее полной характеристики необходимо знать закон распределения вероятностей значений этой величины. Это относится и к такой случайной величине, как расстояние между соседними трещинами. При одном и том же среднем расстоянии, трещины могут быть распределены вдоль слоя по-разному (рисунок).



Четыре типа распределения трещин
вдоль слоя:

a — регулярное; *б* — «равномерно зависимое»;
в — «равномерно независимое»; *г* — неравно-
мерное (со сгущениями); ξ — расстояние тре-
щины от начала отсчета; η — расстояние между
соседними трещинами

Выявление типа распределения трещин вдоль слоя и составляло задачу нашего исследования. Результаты частично опубликованы (Гончаров, 1969).

Постановка задачи

Любая геолого-математическая задача состоит в построении математической модели интересующего нас объекта с помощью некоторого метода (Вихерт, Гончаров, 1967б). В данном случае объ-

ектом является система трещин, прослеживаемая вдоль слоя. Что касается математической модели, то здесь дело обстоит сложнее. Любая модель есть абстракция, игнорирующая те или иные детали объекта. В качестве примера приведем графические модели системы трещин, изображенные на рисунке. Эти модели, хотя и отличаются одна от другой, имеют одну общую черту — трещины в них строго параллельны друг другу и строго перпендикулярны к границам слоев, чего в природе, разумеется, не наблюдается. Однако для решения поставленной задачи такая схематизация представляется оправданной.

Один и тот же объект может быть отображен моделями разного типа (Вихерт, Гончаров, 1967б). Если мы, начав с какой-либо трещины в обнажении, измерим расстояние всех последующих трещин от этой начальной, а затем по результатам измерений построим чертеж (по типу рисунка), то получим модель, которая относится к типу детерминистских координатных моделей (Вихерт, Гончаров, 1966). Она включает в себе довольно полную информацию о распределении трещин вдоль конкретного изученного слоя и в то же время сама по себе мало что говорит о закономерностях такого распределения.

Более абстрактна модель, в которой расстояние между соседними трещинами предполагается постоянным и равным среднему расстоянию между ними, вычисленному на основе полевых измерений (см. рисунок, а). Как правило, именно такая графическая модель фигурирует в работах, посвященных трещиноватости. Эта модель, хотя и игнорирует неравномерность распределения трещин вдоль слоя, но подчеркивает то главное, что хотят изобразить авторы, в частности зависимость среднего расстояния между трещинами от мощности слоя.

Чтобы отобразить в модели неравномерность распределения трещин вдоль слоя, имеет смысл рассматривать процесс возникновения трещин в слое как случайный. Хотя среднее расстояние между трещинами и предопределяется мощностью, составом слоя и другими факторами, но местоположение каждой отдельно взятой трещины зависит от множества второстепенных факторов и поэтому в известной мере случайно. Это позволяет рассматривать процесс возникновения трещин в слое в рамках моделей дробления отрезка случайными точками (Вихерт, Гончаров, 1967в).

Суть таких моделей, которые можно отнести к типу вероятностно-статистических координатных (Вихерт, Гончаров, 1966), заключается в задании функции распределения случайной величины ξ — расстояния трещины от некоторой начальной трещины (см. рисунок). Простейшей моделью является равномерное распределение трещин вдоль слоя:

$$F_{\xi}(x) = P \{ \xi < x \} = \frac{x}{L}, \quad (1)$$

где L — длина отрезка, подвергнутого дроблению случайными точками.

При реализации этой модели возможны два варианта:

1. Местоположение каждой новой трещины не зависит от расположения ранее возникших трещин той же системы («схема независимых испытаний», в терминах теории вероятностей).

2. Каждая новая трещина при «выборе места» «учитывает» расположение более ранних трещин.

В первом случае другая случайная величина — расстояние между соседними трещинами η — должна подчиняться показательному закону распределения вероятностей (Феллер, 1967):

$$F_{\eta}(x) = P\{\eta < x\} = 1 - e^{-\frac{x}{\mu}}, \quad (2)$$

где μ — математическое ожидание случайной величины η ; статистической оценкой для μ служит среднее расстояние между соседними трещинами. Заметим, что функция распределения (2) представляет математическую модель трещиноватости, относящуюся к другому типу — вероятностно-статистических некоординатных моделей (Вихерт, Гончаров, 1966). На этом примере хотелось бы еще раз подчеркнуть, что один и тот же объект — в данном случае трещиноватость — может быть отображен моделями различного типа. При этом на основе координатной модели объекта может быть построена его некоординатная модель (Вихерт, Гончаров, 1967а). В данном случае (1) — координатная, а (2) — некоординатная модели.

Если расстояние между соседними трещинами не подчиняется показательному закону распределения (2), то это свидетельствует о зависимости места возникновения трещины от размещения ранее возникших трещин.

Весьма существенно для нас и наличие «обратной» логической связи: из показательного закона распределения расстояний между соседними трещинами и независимости этих расстояний друг от друга вытекает равномерное распределение трещин вдоль слоя (Феллер, 1967).

Теперь можно конкретнее сформулировать задачу исследования. Она заключается в том, чтобы подвергнуть статистической проверке гипотезу о равномерном распределении трещин вдоль слоя (1) и показательном распределении расстояния между соседними трещинами (2). Если обе они статистически подтверждаются (строго говоря, не отвергаются), то имеет место распределение трещин вдоль слоя, которое можно назвать «равномерно независимым». Если подтверждается (1) и отвергается (2), то имеет место «равномерно зависимое» распределение. Если, наоборот, отвергается (1) и подтверждается (2), то мы имеем дело с «неравномерно зависимым» распределением. Наконец, при отклонении как (1), так и (2) имеет место «неравномерно независимое» распределение.

Метод решения задачи, т. е. принятия гипотезы об одной из названных моделей трещиноватости, заключался, как обычно, в

сборе массового цифрового материала на обнажениях и статистической проверке гипотез по критерию χ^2 .

Сбор статистического материала

Статистический материал был собран в течение полевого сезона 1967 г. в области развития верхнемеловых отложений северного склона Малого Кавказа и юго-восточного погружения Большого Кавказа. Этот выбор был обусловлен тем, что трещиноватые преимущественно карбонатные породы верхнего мела, развитые в названных районах, считаются перспективными в качестве коллекторов нефти и газа.

Наблюдения проводились в слоях, отличающихся выдержанным моноклинальным залеганием и отсутствием значительных разрывных нарушений. Это позволяло избежать влияния складчатых и разрывных дислокаций на характер трещиноватости. Имелось в виду, что распределение трещин вдоль слоя необходимо изучить сначала «в чистом виде», а уже потом, получив в руки некоторые закономерности, исследовать влияние названных дислокаций. Эту же цель преследовал и выбор системы трещин. Наиболее благоприятной для изучения представляется система поперечных трещин, перпендикулярных к слоистости и простирающихся параллельно направлению падения слоев. Эти трещины как по структурному положению, так и по морфологии (шероховатая поверхность) можно однозначно трактовать как трещины отрыва, в то время как генезис других систем трещин не является столь определенным. Не последнюю роль играло и то обстоятельство, что поперечные трещины удобнее всего изучать в обнажениях, ориентированных параллельно простираанию слоев. Такие обнажения имеют обычно сравнительно большую протяженность и доступны для изучения, что позволяет собрать обильный статистический материал.

Цифровой материал был собран на 10 станциях наблюдения (под станцией наблюдения понимается тот участок слоя в обнажении, в пределах которого производились измерения). Регистрации подвергались все поперечные трещины, которые пересекают в пределах станции слой от подошвы до кровли. Внутрислойные трещины, которые затухают, не доходя до подошвы или до кровли, игнорировались. Другими словами, трещины, высота которых в обнажении меньше мощности исследуемого слоя, не регистрировались. Эта «дискриминация» диктовалась тем обстоятельством, что в противном случае пришлось бы учитывать довольно многочисленные весьма короткие и еле заметные трещины. При этом не было бы гарантии, что не пропущены мало заметные трещины.

Характеристика станций наблюдения приведена в табл. 1.

Первые 9 станций расположены в пределах северной моноклинали Малого Кавказа. Станция 1 приурочена к пачке толстослоистых конгломератов и песчаников нижнего сенона, обнажающейся

в районе пос. Мардакерт. Станции 2—8 расположены в районе пос. Шаумяновск, в пределах одного обнажения верхнесенонской толщи тонко-, реже среднеслоистого чередования пелитоморфных известняков и мергелей с тонкими прослоями мергелистых глин.

Таблица 1

Характеристика станций наблюдения

Номер станции	Состав слоя	Мощность, м	Угол падения, град	Количество замеренных трещин	Среднее расстояние между соседними трещинами, м
1	песчаник с линзами конгломерата	25,00	25	101	1,065
2	мергелистый известняк	0,12	45	127	0,146
3	то же	0,07	50	106	0,115
4	» »	0,11	50	111	0,109
5	» »	0,03	50	126	0,108
6	» »	0,10	50	92	0,146
7	» »	0,12	50	70	0,200
8	» »	0,11	50	63	0,225
9	известняк с линзами конгломерата и гравелита	6,00	15	44	2,740
10	песчаник	0,20	50	468	0,170

Станция 9 (район г. Шамхор) приурочена к толще толстослоистых известняков, также позднесенонского возраста. Наконец, станция 10 расположена в пределах юго-восточного погружения Большого Кавказа, на северном крыле Советабадской антиклинали, в районе с. Шураабат, где развиты флишевые отложения верхнего кампана и маастрихта.

Статистическая проверка гипотез

Статистическая проверка гипотез (1) и (2) производилась с помощью критерия χ^2 , при уровне значимости 5%, что в общем довольно обычно при геолого-математических исследованиях. Разбиение на интервалы проводилось таким образом, чтобы теоретическая частота для каждого интервала была не меньше 10 наблюдений. Исключение составляют станции 6, 7 и 9, где из-за меньшего объема выборки пришлось снизить этот «порог» до 7 наблюдений. В табл. 2 приведены результаты проверки гипотез (1) и (2) для всех станций. Гипотеза (1) отклоняется только для станции 1, во всех других случаях статистические данные ей не противоречат. Гипотеза (2) отклоняется в шести случаях и не отклоняется в четырех.

Таким образом, общая закономерность состоит в том, что гипотеза (1) о равномерном распределении трещин вдоль слоя не

отвергается, а гипотеза (2) о показательном распределении расстояний между трещинами отклоняется. В частности, такой результат получен для станции 10, имеющей гораздо больший объем выборки, чем любая из других станций.

Таблица 2

Результаты проверки гипотез (1) и (2) для разных станций наблюдения

Номер станции	Гипотеза (1)				Гипотеза (2)			
	объем выборки	число интервалов	теоретическая частота в интервале	результат проверки	объем выборки	число интервалов	минимальная теоретическая частота в интервале	результат проверки
1	101	10	10,10	—	100	6	12,00	+
2	127	12	10,58	+	126	7	10,08	—
3	106	10	10,60	+	105	6	10,50	—
4	111	11	10,09	+	110	5	11,00	—
5	126	12	10,50	+	125	5	11,25	—
6	92	9	10,22	+	91	6	9,10	—
7	70	7	10,00	+	69	4	9,66	+
8	63	6	10,50	+	62	4	10,54	+
9	44	6	7,33	+	43	4	9,46	+
10	468	40	11,70	+	467	9	23,35	—

Что касается отклонений от закономерности, то их необходимо рассматривать для каждой станции индивидуально. Тот факт, что для станций 7—9 гипотеза (2) не отклоняется, можно объяснить недостаточным объемом выборки. Действительно, именно для этих станций характерна выборка, не превышающая 70 наблюдений, в то время как для остальных станций выборка превышает 90 наблюдений. Меньший объем выборки привел к меньшему, чем у других станций, числу интервалов. Вряд ли совпадение положительного ответа при проверке гипотезы (2) с меньшим объемом выборки и меньшим числом интервалов случайно. Скорее всего, малочисленные, но крупные интервалы так сгладили картину распределения, что критерий χ^2 «не смог» отвергнуть гипотезу. По-видимому, есть основания сформулировать эмпирический вывод о том, что при изучении распределения трещин вдоль слоя объем выборки не должен быть меньше, чем 100 трещин, для получения уверенных выводов.

Особняком стоит станция 1. Она содержит вполне достаточное число трещин — 101, но является «аномальной» с точки зрения как гипотезы (1), так и гипотезы (2). Смысл этой «аномалии» можно раскрыть, если обратиться к табл. 1. Из таблицы видно, что для этой станции мы имеем значительно большую мощность трещиноватого слоя, чем для остальных станций. Это привело к тому, что в обнажении, в обрыве высотой 25 м, были зарегистрированы не только трещины, идущие от подошвы до кровли слоя, но и трещины, начинающиеся от подошвы и загущающиеся где-то в середине

слоя, т. е. трещины более высокого порядка. Такие трещины обычно предшествуют появлению более крупных трещин, секущих весь слой или пачку слоев, а поэтому они сгущаются вокруг более крупных трещин. Вследствие этого гипотеза о равномерном распределении трещин вдоль слоя отвергается. Что касается остальных станций, то там регистрировались трещины, заведомо секущие весь слой или пачку слоев.

Тектонофизическая интерпретация результатов

Многие авторы (Белюсов, 1962; Гзовский, 1960; Гуревич, 1954) пытаются объяснить тот факт, что среднее расстояние между соседними трещинами, или обратная ему величина — густота трещин, зависит от мощности и состава слоев и других факторов. При этом они в той или иной мере касаются вопроса о последовательности образования одних трещин относительно других. Предполагается, что образование трещины снижает величину напряжений в точке ее возникновения и в то же время повышает ее в некотором другом месте. Существует мнение, что если трещине суждено возникнуть между двумя другими трещинами, то при прочих равных условиях она, вероятнее всего, возникает на максимальном удалении от обеих трещин, т. е. посередине между ними (Hobbs, 1967). В идеальном случае мы имели бы одинаковое расстояние между всеми соседними трещинами, нечто подобное кладке кирпича (см. рисунок, а). Однако максимальная вероятность возникновения трещины точно посередине между двумя более ранними трещинами еще не означает, что трещина именно там и возникнет. Она всего лишь «тяготеет» к этому месту, но может возникнуть где-то рядом, в силу действия многих второстепенных факторов. В этом отношении трещины, возможно, напоминают атомы в кристаллической решетке, которые в каждый данный момент времени располагаются где-то около узлов решетки, но не строго в узлах, из-за тепловых колебаний.

Если эта схема возникновения трещин в слое верна, то процесс образования трещин можно трактовать как случайный, причем вдоль слоя трещины стремятся располагаться равномерно и в то же время местоположение каждой новой трещины зависит от размещения ранее возникших трещин. Поэтому вдоль слоя трещины должны подчиняться распределению, условно названному нами выше «равномерно зависимым», когда гипотеза (1) не отвергается, а гипотеза (2) отклоняется (см. рисунок, б). Статистическая проверка гипотез (см. табл. 2 и объяснение к ней) показала, что эмпирический материал в общем подтверждает развитые здесь представления. Физическая теория говорит о том, что «так должно было быть», а математико-статистический анализ говорит, что «так оно и было».

Все сказанное здесь касалось трещин, секущих весь слой целиком. Если же в статистическую выборку включены также и бо-

лее мелкие трещины, то картина распределения трещин вдоль слоя меняется. Более мелкие трещины сгущаются относительно более крупных, и гипотеза (1) о равномерном распределении отклоняется (см. табл. 2, станция 1). Однако при этом гипотеза (2) не отвергается. Учитывая сказанное по этому поводу выше, мы можем считать такое распределение трещин вдоль слоя «неравномерно зависимым» (см. рисунок, *г*). Значит, и в этом случае место возникновения каждой новой трещины зависит от размещения более ранних трещин.

Для полноты картины укажем на «равномерно независимое» распределение трещин вдоль слоя (см. рисунок, *в*). Такое распределение характерно, однако, не для трещин, а для поверхностей раздела между слоями, вдоль линии, перпендикулярной слоистости, когда расстояние между смежными поверхностями раздела, т. е. мощность слоев, подчиняется показательному распределению (2) (Вихерт, 1968). Здесь мы имеем совсем другую ситуацию. Новая трещина может образоваться между более ранними трещинами, но новая поверхность раздела между слоями возникает непременно выше, чем все более ранние поверхности, и тем самым, в общем, ее положение в разрезе зависит только от мощности того слоя, для которого она является кровлей.

Если сравнить между собой четыре изображенные на рисунке типа распределения трещин вдоль слоя, то можно видеть, что при переходе от *а* к *г* имеет место постепенное усиление неравномерности этого распределения. В случае *а* мы имеем «идеально» равномерное (регулярное) распределение. В случае *б* трещины расположены достаточно равномерно, стремясь расположиться по возможности дальше друг от друга, но, разумеется, с сохранением того же среднего расстояния между ними. В случае *в* каждая изолированно взятая трещина имела равную вероятность попасть в любую точку слоя, но реализация этой возможности многими трещинами, когда они в своем расположении не зависят друг от друга, приводит к их сгущению в отдельных местах. Наконец, в случае *г* такие сгущения возникают не случайно, а вполне закономерно, когда заранее предопределены «точки сгущения».

По-видимому, реальными для трещин являются распределения типа *б* и *г*, т. е. «равномерно зависимое» и «неравномерно зависимое». В первом случае мы имеем дело с трещинами одинакового ранга. Во втором случае имеет место сгущение более мелких трещин относительно более крупных, т. е. на фоне равномерного распределения трещин одинакового ранга появляются более крупные трещины, которые создают зоны повышенной густоты трещиноватости. При достаточно далеко зашедшем процессе разрушения на месте зон особенно большой густоты трещин появляются разрывы.

Последнее обстоятельство, как нам кажется, определяет и практическую сторону применения методики. Выявление факта неравномерности распределения трещин вдоль слоя поможет напра-

вить усилия к выделению зон повышенной трещиноватости или даже скрытых разрывов, которые могут существенно изменить наши представления о коллекторских и фильтрационных свойствах изучаемых пород.

Кроме этого, выявление типа распределения трещин вдоль слоя позволит более осторожно подойти к оценке такого важного параметра, как густота трещиноватости. В случае равномерного распределения этот параметр полностью сохраняет свое значение. Но при неравномерном распределении средняя густота трещин становится фиктивной величиной, ничего не отражающей и только вводящей в заблуждение, так как в этом случае вдоль слоя могут чередоваться участки с резко различной густотой трещин.

* *
*

Проведенное исследование показало принципиальную возможность проверки тектонофизических предположений математико-статистическими методами анализа полевого материала. Физическая теория образования трещин утверждает, что появление любой трещины изменяет поле напряжений, а следовательно, влияет на размещение всех последующих трещин. Математико-статистический анализ распределения вдоль слоя трещин одной системы подтвердил эту взаимозависимость размещения трещин.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздаг, 1954.

Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. «Сов. геология», 1947, сб. 16.

Вихерт А. В. О возможности описания распределений мощности слоев и ритмов при помощи показательного закона (на примере верхнесенонских отложений М. Кавказа). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1968, вып. 3.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. Математические методы анализа в тектонике. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1966, вып. 5.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. Преобразование детерминистской модели структурной поверхности в ее вероятностно-статистическую модель. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1967а, вып. 3.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. Математические модели геологических явлений как предмет специального анализа. «Тез. докл. на 2-м Сиб. совещ. по применению матем. методов и ЭВМ в геологии и геофизике». Новосибирск, 1967б.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. Некоторые функции распределения вероятностей геологических случайных величин, построенные на основе моделей дробления отрезка случайными точками. «Тез. докл. на 2-м Сиб. совещ. по применению матем. методов и ЭВМ в геологии и геофизике». Новосибирск, 1967в.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гончаров М. А. Статистический анализ распределения трещин вдоль

слоя (на примере верхнемеловых отложений юго-восточного окончания Большого и Малого Кавказа). «Тез. докл. IV научн. отчет. конф. геол. ф-та МГУ». М., 1969.

Гуревич Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1954, № 5.

Казимиров Д. А., Кузнецова К. И. Опыт изучения трещиноватости осадочной толщи складок юго-западной Ферганы. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», 1949, т. 6.

Кнорринг Л. Д. О густоте трещин как мере величины напряжений. ДАН СССР, 1965, т. 164, № 1.

Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 5.

Рац М. В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя. ДАН СССР, 1962, т. 144, № 3.

Смирнов Г. А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельностей. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 3.

Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения, т. 2. М., «Мир», 1967.

Чарушин Г. В. Изучение тектонической трещиноватости осадочных пород юга Сибирской платформы. Сб. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Hobbs D. W. The formation of tension joints in sedimentary rock: an explanation. «Geol. mag.», 1967, vol. 104, No. 6.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРУКТУРЫ КЛИВАЖА В ПОРОДАХ
ФЛИШЕВОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО СКЛОНА КАВКАЗА

Несмотря на большое количество работ, посвященных кливажу, условия его образования еще остаются недостаточно выясненными. Вместе с тем, несомненно, что поскольку кливаж теснейшим образом связан со складками и отражает некоторые важные стороны динамических условий смятия слоев, для понимания механизма складкообразования важно иметь представление о механизме и условиях образования кливажа. В связи с этим прежде всего следует установить, формируется ли кливаж в обстановке сжатия, направленного перпендикулярно кливажу, или он является результатом скалывания, параллельного кливажным поверхностям. Как известно, факты, указывающие на расплющивание материала перпендикулярно кливажу и соответственно на растяжение вдоль него (окаменелости, оолиты), неоднократно описаны и, следовательно, подтверждают представление о возникновении кливажа в направлении, нормальном к сжимающим силам. Однако существуют и иные взгляды, рассматривающие кливаж как результат скалывания при раздавливании толщи силами, нормальными к нему (Ажгирей, 1967; Кириллова, 1962). Кроме того, кливаж связывают с неоднородным восходящим перемещением материала, при котором возникают поверхности кливажа как поверхности между сдвигающимися относительно друг друга пластинами, зернами, «струями» (Кириллова, 1962, 1968).

Решению вопроса о том, в каких динамических условиях возникает кливаж, должно способствовать изучение микроструктуры кливажированных толщ. Именно в микроструктуре можно подметить признаки тех смещений по поверхности кливажа, которые происходили во время его образования. Очевидно, что смещения должны быть разными в зависимости от того, образовался ли кливаж в условиях скалывания или путем расплющивания.

С целью поисков таких микроструктурных признаков был изучен ряд шлифов кливажированных пород флишевой толщи южного склона Кавказского хребта (верховья р. Риони). Толща представлена переслаиванием глинистых и песчаных известняков, мергелей, известковых песчаников, алевролитов и аргиллитов при общем преобладании существенно глинистых пород. В целом толща кливажирована, причем наиболее резко выражен кливаж, парал-

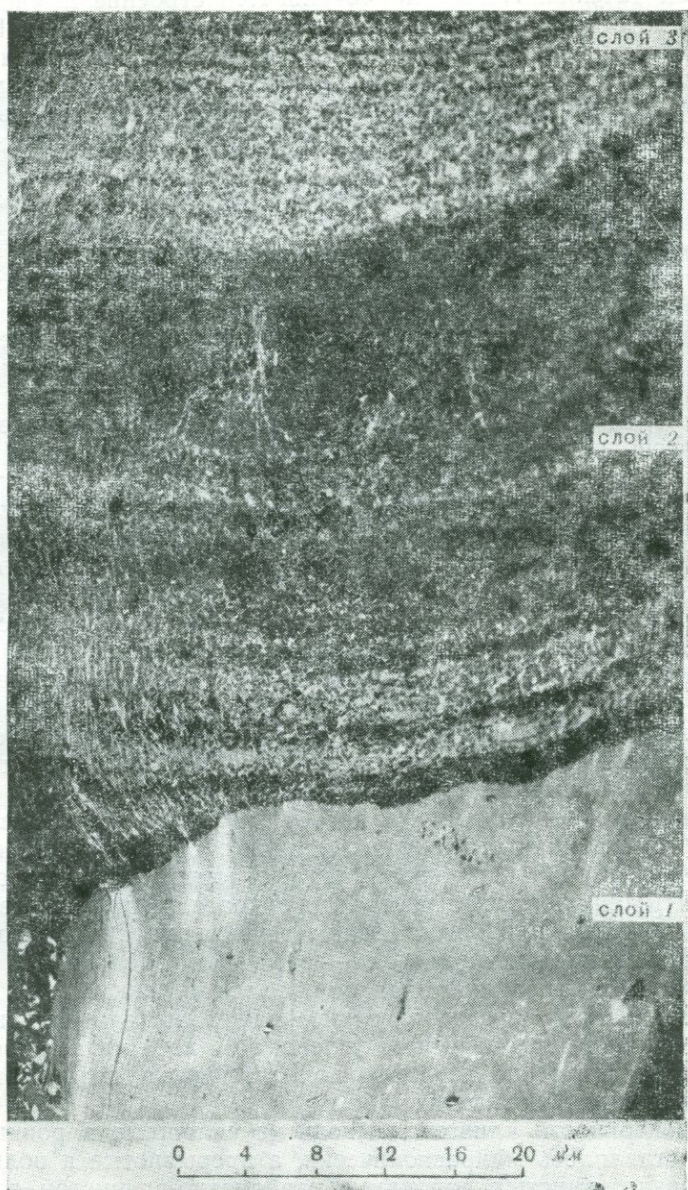


Рис. 1. Зависимость кливажа от механического состава пород
(объяснение в тексте)

лельный осевым поверхностям складок, который принято называть кливажем течения. Ниже рассматривается строение именно этого кливажа и для простоты он именуется просто кливажем. Кливаж сечет слои глинистых пород и отсутствует в слоях песчаников, алевролитов и кристаллических разностей известняков, заменяясь в них более грубыми и редкими трещинами, ориентированными под углом к кливажу течения и относимыми обычно к кливажу раскола.

В шлифах кливаж наблюдается в тех же породах, что и макроскопически. Рис. 1 представляет фотографию образца, в котором чередуются алевролиты и аргиллиты: слой 1 слагают известковистые алевролитистые аргиллиты, тонкая кливажированность которых видна как в образце, так и в шлифе. Слой 2 — микрослоистая порода, в которой преобладают мелкозернистые алевролитистые песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами. Макроскопически кливаж в слое 2 отсутствует. Микроскопически видны редкие, извилистые, короткие трещины, общее направление которых расположено под углом $35-40^\circ$ к кливажу слоя 1. Лишь короткие отрезки этих трещин совпадают с направлением кливажа. Слой 3 сложен тонким чередованием алевролитов и аргиллитов, постепенно сменяющих друг друга в вертикальном разрезе. Макроскопически слой кливажирован. Микроскопически кливажные поверхности выдерживают направление кливажа слоя 1, но отдельные участки их отклоняются от этого направления в обе стороны на $5-15^\circ$. Лишь короткие отрезки повернуты под углом $35-40^\circ$ к общему направлению, т. е. совпадают с общим направлением трещин слоя 2 (рис. 2).

Кливаж описывается обычно как явление разделения пород на тонкие плитки системой параллельных трещин. В шлифах видно, что кливаж представляет собой систему приблизительно параллельных полос, выделяющихся на общем фоне породы более темным цветом. Темная окраска полос может быть вызвана приуроченностью к ним более мелких, чем в основной массе породы, зерен, или проникновением растворов с красящими веществами — окислами железа или органическим веществом. Однако содержание органического углерода ($0,41-1,06\%$), определенное в некоторых разностях пород, не показало его приуроченности к кливажным поверхностям и, следовательно, свидетельствует о равномерном рассеивании органического углерода по всей массе породы.

Микроскопическое изучение полос кливажа позволяет отметить следующие основные их черты:

1. Поверхности кливажа отнюдь не сплошные и ровные, как это представлялось макроскопически, а прерывистые и волнистые.

В разномзернистых породах с карбонатно-глинистой основной массой поверхности кливажа четко приурочены к контакту крупных и обычно более твердых зерен (часто кварца) с вмещающей основной массой. Они представляют собой относительно широкие полосы, оконтуривающие с одной или с двух сторон крепкие зер-

на и продолжающиеся в общем направлении кливажа на некоторое расстояние в обе стороны от них. В глинистой однородной массе эти поверхности или быстро затухают, или сливаются с другими

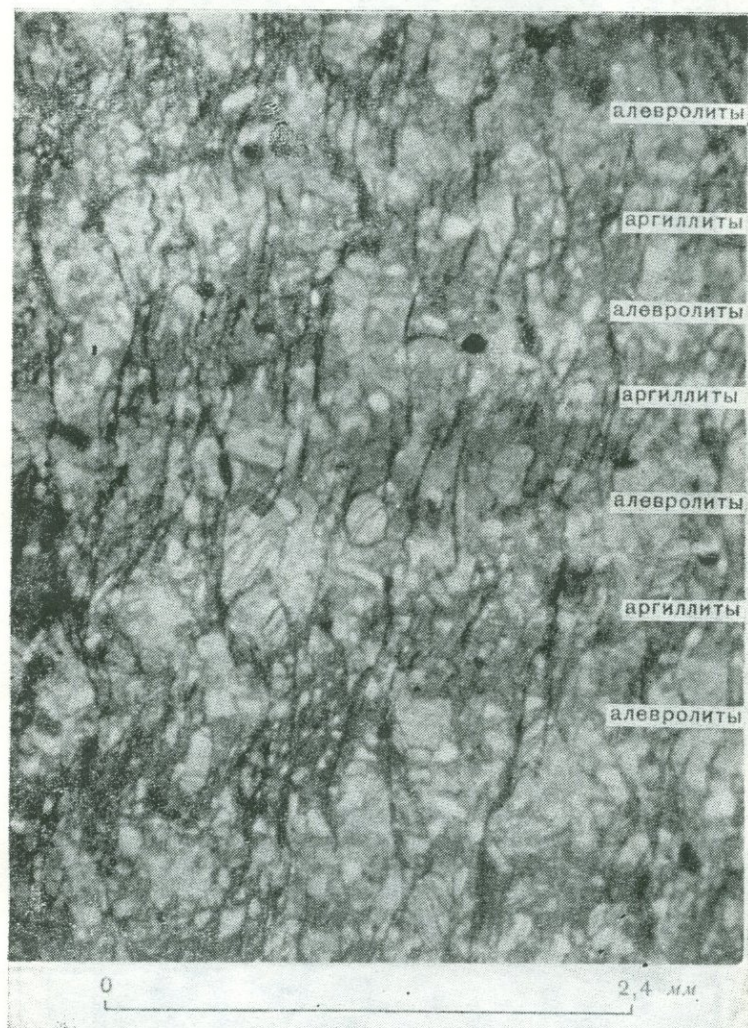


Рис. 2. Чередование алевролитов и аргиллитов.

В аргиллитах частые поверхности кливажа, в алевролитах более редкие, но более широкие, слегка отклоняющиеся в обе стороны от положения кливажа в аргиллитах. Короткие отрезки трещин в алевролитах повернуты к кливажу под углом $35-40^\circ$

такими же поверхностями, идущими от соседних зерен. В результате порода оказывается пронизанной массой то более коротких,

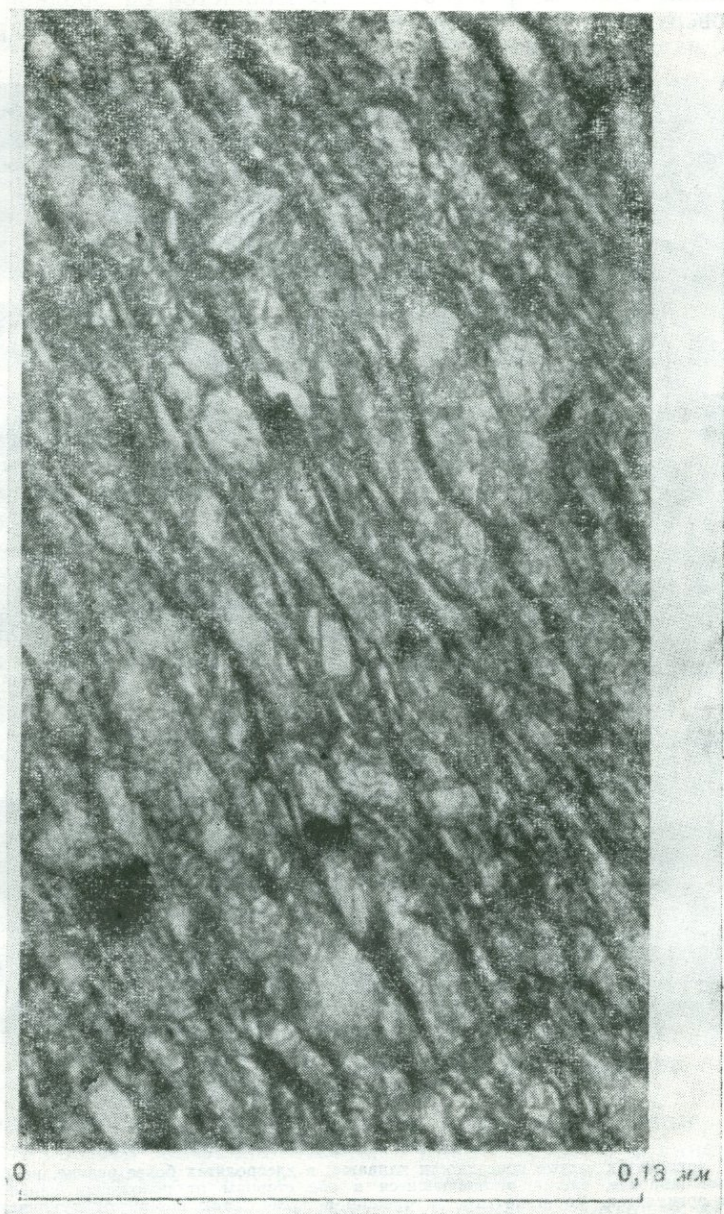


Рис. 3. Волнисто-прерывистые поверхности кливажа, начинающиеся на контакте глинистой основной массы с зернами кварца

то более длинных волнистых поверхностей, идущих в общем в одном направлении (рис. 3).

В пачках микропереслаивания разных по зернистости слоечков кливаж также не представляет единых поверхностей. Многочисленные поверхности кливажа глинистых прослоев не проходят

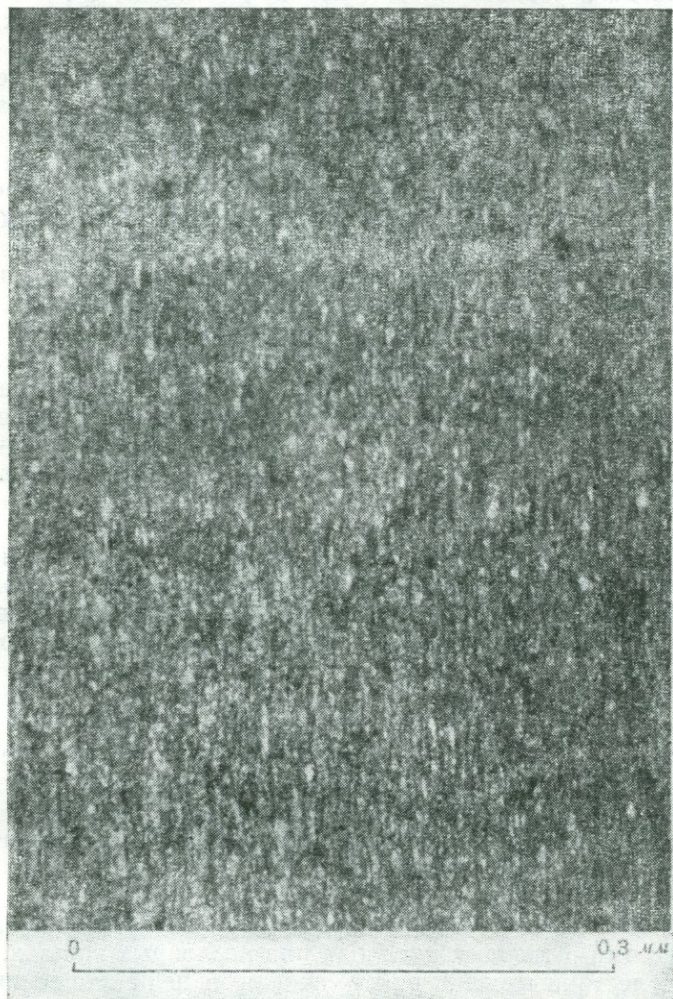


Рис. 4. Волнисто-прерывистые поверхности кливажа в аргиллитах

в крупнозернистые прослои, в которых развиты более редкие, но и более широкие поверхности (см. рис. 2). При переходе поверхностей кливажа из одной породы в другую залегание их изменяет-

ся, причем можно иногда проследить постепенные переходы кливажа глинистых пород к трещинам в песчаных и других твердых породах.

Таким образом, поверхности кливажа хотя идут в одном направлении, но волнисты и прерывисты. Волнистость наиболее резко выражена в разномзернистых породах (см. рис. 3), в более однородных и тонкозернистых породах поверхности кливажа менее волнисты (рис. 4).

2. Частота и ширина кливажных полос зависит от механического состава пород. В аргиллитах кливаж наиболее частый — на отрезке длиной 0,1 мм в среднем насчитывается 6—8 кливажных поверхностей (см. рис. 4), в глинистых алевролитах на том же отрезке 2—4 поверхности, в алевролитах — 1—2 (см. рис. 2, 3). Ширина кливажных полос увеличивается от тонкозернистых пород к крупнозернистым, что видно на рис. 2.

3. Поверхности кливажа на свежем сколе не являются трещинами. В карбонатных неслоистых аргиллитах и мергелях это поверхности скопления более мелких, чем в основной массе породы, зерен (кальцита), ориентированных приблизительно параллельно друг другу и косо, под углом 10—20°, к поверхности кливажа.

4. Внутреннее строение полос кливажа особенно хорошо выражено в микрослоистых породах. В них отчетливо видно, что темные полосы кливажа представляют собой зоны смыкающих крыльев микрофлексур, которыми осложнены слоечки. В этих крыльях слоечки залегают круто, составляя с направлением кливажа угол 10—20°. Слоечки здесь растянуты, утонены, что в данном случае в значительной степени обуславливает темную окраску полос кливажа. Полосы кливажа разделяются более широкими светлыми полосами, в пределах которых те же слоечки залегают полого на верхних и нижних крыльях флексур (рис. 5), приобретая в некоторых случаях сравнительно пологий, обратный общему падению наклон, что ведет к возникновению плейчатости в микрослоистой пачке (рис. 6, А, Б). В кливажных полосах удлиненные зерна минералов ориентированы по слоистости, между ними послойная ориентировка отсутствует.

В соответствии с общим залеганием микрослоистой пачки, поверхности кливажа в совокупности составляют лестницу микрофлексур, опускающуюся в направлении падения пачки.

5. Интересно сочетание микрофлексур кливажа аргиллитов с деформациями в твердых прослоях или послойных жилках. Жилки образуют лестницы флексур, опускающихся в направлении общего падения. Смыкающие крылья флексур растянуты, местами разорваны. Положение их совпадает с направлением кливажа. Отрезки жилок между смыкающими крыльями флексур обычно имеют уклон, обратный общему направлению падения. Таким образом, морфология деформаций в твердых прожилках подобна описанной выше деформации микрослоев в кливажированной толще.

От смыкающих крыльев флексур жилок в аргиллиты отходят

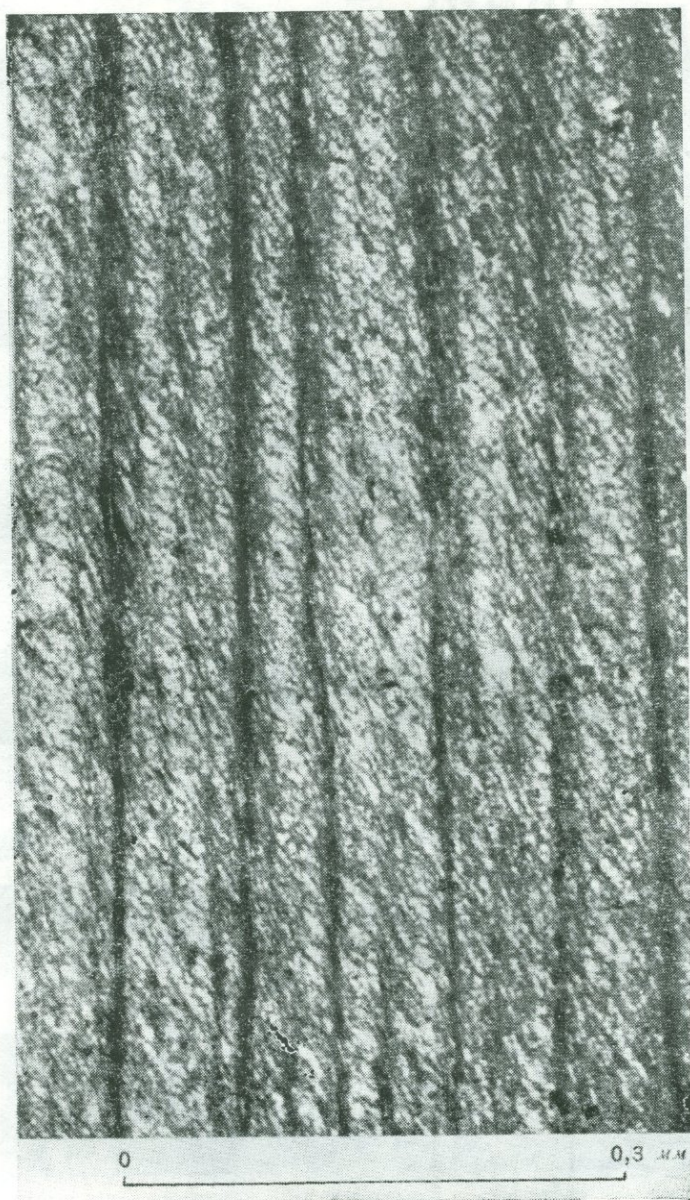


Рис. 5. Однородная толща аргиллитов; полосы кливажа (темные на фотографии) представляют зоны смыкающих крылья флексур

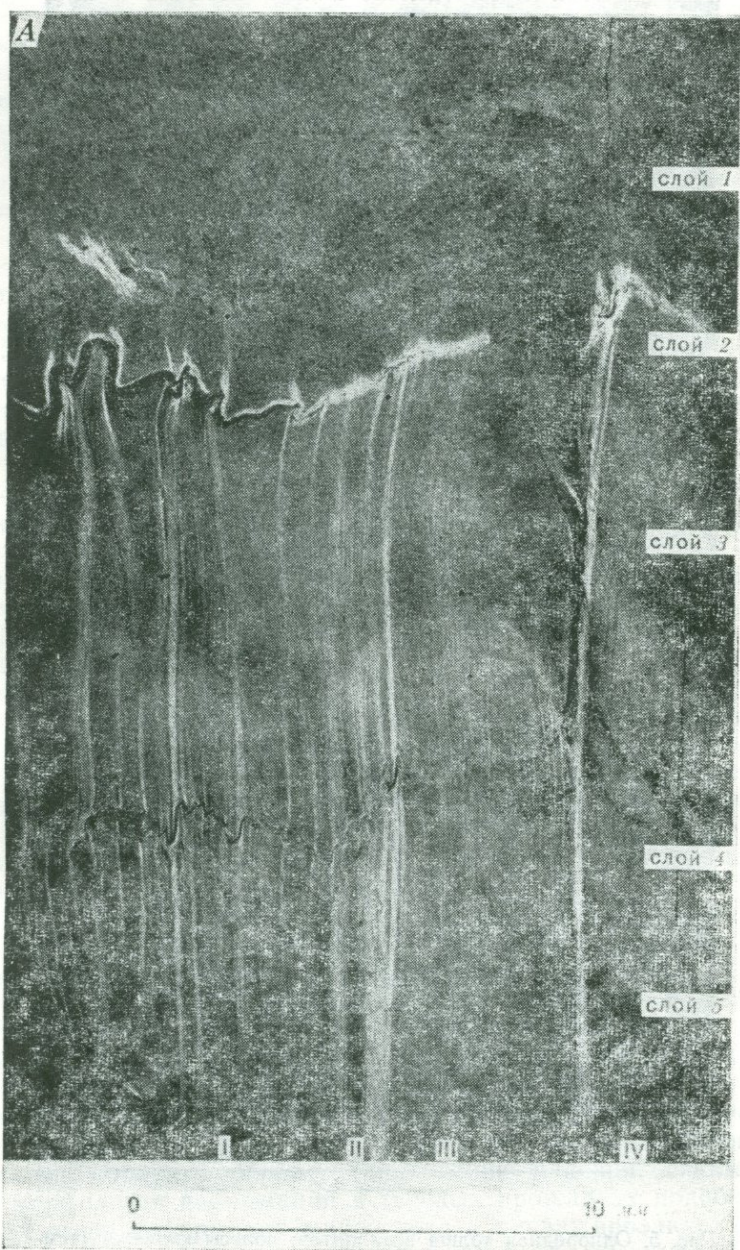




Рис. 6. Сочетание кливажа аргиллитов с деформациями в послойных жилках:

А. Слой 1 — алевролиты; слой 2 — послойная жилка кальцита; слой 3 — микрослоистые аргиллиты; слой 4 — частично послойная жилка кальцита; слой 5 — микрослоистые аргиллиты (негатив). Б. Полосы кливажа в микрослоистых аргиллитах представляют зоны смыкающих крыльев флексур, слоески между полосами кливажа приобретают обратный уклон

полосы кливажа. Непосредственно около жилок эти полосы представляют собой флексуры с той же вертикальной составляющей, что и в жилках. По мере удаления от жилок единая кливажная поверхность расщепляется на большее количество тонких поверхностей, по каждой из которых происходит микросмещение слоя. Можно думать, что смещение по каждой поверхности тем меньше, чем больше поверхностей. Последив за развитием кливажных поверхностей в аргиллитах слоя 3 (см. рис. 6, А), можно заметить, что по мере удаления от слоя 2 число кливажных поверхностей сначала увеличивается, затем часть из них затухает, и примерно

в средней части слоя 3 густота кливажа уменьшается. С приближением к жилке слоя 4 количество кливажных поверхностей вновь увеличивается. Сначала это тонкие поверхности с малым смещением по каждой из них, затем они сливаются в меньшее количество более широких полос и, наконец, образуют сравнительно редкие флексуры, по амплитуде и положению совпадающие с флексурами твердого слоя (см. рис. 6, А).



Рис. 7. Пучки кливажных поверхностей, отходящие от трещин в слое алевролитов (слой 1 и 2 на рис. 1)

6. Сопряжение резких изгибов или смещений по трещинам в твердых прослоях и прожилках с кливажем всюду аналогично опи-

санному. От резких перегибов твердых прослоев, от трещин, нарушающих их целостность, отходят пучки кливажных поверхностей (см. рис. 6, А, 7). Начало пучка, приуроченное к контакту с твердым прослоем, представляет собой широкую полосу, по которой в направлении кливажа произошло смещение, соизмеримое по величине со смещением в твердом прослое. По мере удаления от твердого прослоя эта единая полоса расщепляется на многочисленные узкие полосы, по каждой из которых, вероятно, происходило небольшое смещение. Такое рассеивание деформации приводит к постепенному затуханию кливажа или по крайней мере из-за малой величины смещения по каждой из поверхностей, последние становятся невидимыми (см. рис. 6, А, 7). Однако благодаря расщеплению каждого пучка и слиянию соседних пучков (рис. 7) на некотором расстоянии от твердого прослоя кливаж захватывает всю массу породы. Расстояние, на которое проникает в глинистую породу пучок кливажных поверхностей, зависит от величины изгиба или величины пограничной неровности твердого слоя, т. е. от величины его смещения в направлении общего течения массы пород. При малой величине смещения пучок невелик, при большей — увеличивается и кливажный пучок (см. рис. 6, А; 7). Кроме того, частота кливажа увеличивается также в результате появления новых поверхностей, связанных с неоднородностью породы, т. е. с наличием относительно крупных зерен, от поверхностей которых отходит кливаж (см. пункт 1).

Отмеченные черты внутреннего строения кливажа позволяют предполагать его связь с деформациями в плоскости максимальных касательных напряжений в условиях механического сдвига в плоскости кливажа. Так, приуроченность поверхностей кливажа к границам твердых обломочных зерен с вмещающей глинистой массой указывает на скалывание на контакте разных по механическим свойствам сред при общем движении материала в направлении кливажа. О скалывании по кливажу говорит и строение его поверхностей в микрослоистых породах. В этом случае смыкающие крылья флексур приурочены к поверхности максимальных касательных напряжений, возникающих при дифференцированных подвижках соседних пластин (струй) материала в направлении кливажа.

Представление о связи кливажа со скалыванием в условиях механического сдвига, идущего по кливажу, позволяет понять более сложное строение некоторых полос кливажа, чередующихся местами с кливажем обычного строения. На рис. 8, представляющем собой деталь рис. 6, А, видно строение такой полосы. В ней четко выделяются кулисообразные, слегка волнистые темные полосы, расположенные под углом $30-35^\circ$ к направлению кливажа. В полосах слоечки параллельны общему направлению кливажа, а за их пределами лежат наклонно, с падением влево. В этом случае темные полосы (а) представляют собой также зоны смыкающих крыльев лестниц микрофлексур.

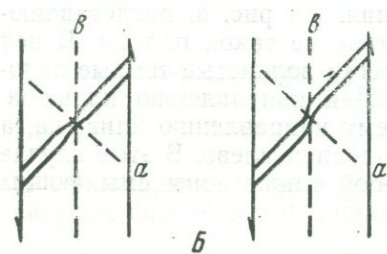
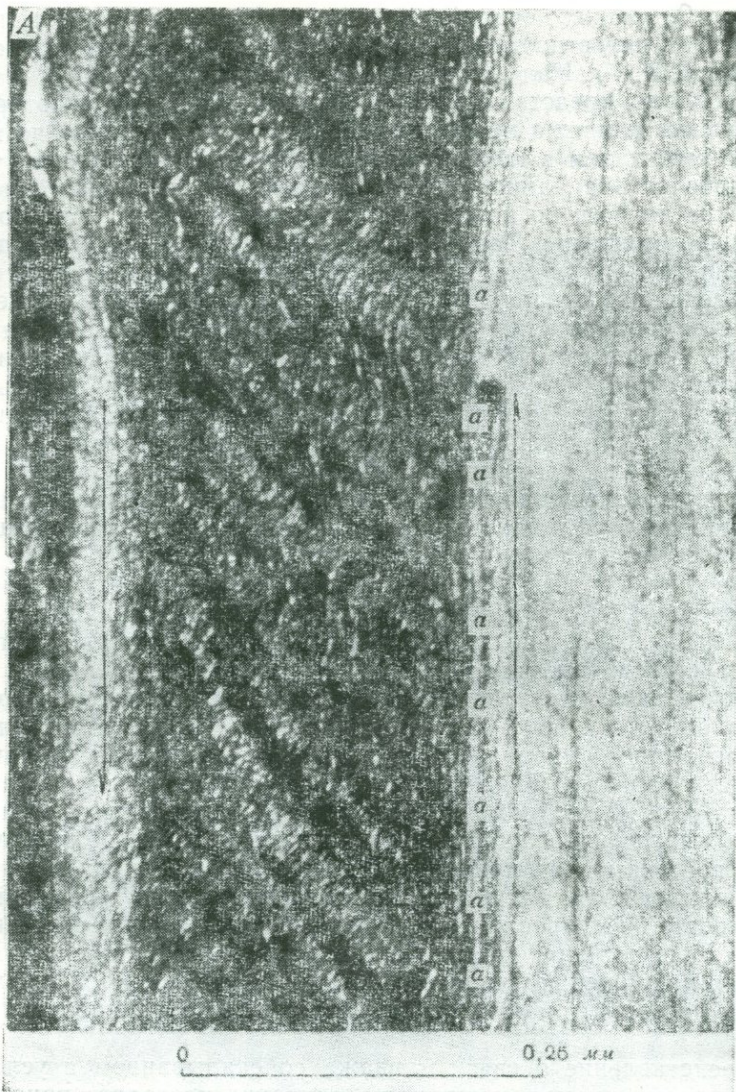


Рис. 8. Строение сложных полос кливажа при относительных подвижках, обратных общему направлению:

А — деталь рисунка 6, А; Б — схема образования сложного кливажа

Положение полос сложного кливажа относительно более крупной структуры видно на рис. 6, А. Оно определяется теми участками, в которых можно предполагать относительные подвижки по кливажу в обратном направлении, чем в большей части структуры. Так, на левом крыле синклинали рис. 6, А (участок I) в слоях 2 и 4 на фоне общего ступенчатого падения слоев вправо (у флексур опущены правые крылья) видны две флексуры с вздернутыми правыми крыльями. Такое же направление относительного смещения характеризует и сравнительно короткое правое крыло синклинали (участок II). Если принять возможность вертикальных смещений по кливажу, то положение полос *a* соответствует положению плоскостей нормальных напряжений при смещении соседних пластин материала в направлении, обратном общему. Механизм деформации слоечков при этом представляется как результат формирования «шейки» вдоль оси растяжения и последующего вязкого смещения вдоль одной из поверхностей максимальных касательных напряжений (*b* на рис. 8, Б) параллельно сдвигу.

Те же условия, вызванные возвратными подвижками по кливажу, подтверждаются расположением кулисообразных трещин отрыва в секущей жилке, проходящей в правой части рис. 6, А. Положение трещин соответствует положению полос *a* и связано с растяжением жилки в направлении, нормальном к ним.

На рис. 6, А видно, что левая полоса сложного кливажа проходит непрерывно от слоя 4 к слою 2, соединяя в них места с обратным изгибом. Правая полоса сложного кливажа отходит от обратного изгиба слоя 4, но не доходит, постепенно рассеиваясь в аргиллитах, до слоя 2, где нет и обратного изгиба.

Представлению о кливаже как результате дифференцированных подвижек пластин материала в направлении кливажа соответствует слабый кливаж в относительно широком и пологом замке антиклинали (участок III рис. 6, А). Здесь кливаж представляет собой узкие, мало разветвляющиеся полосы. Вероятно, относительное смещение соседних пластин в этом случае столь невелико, что осуществляется по одной или немногим поверхностям.

Итак, если связывать кливаж с механическим сдвигом, параллельным ему, то поверхности кливажа представляют поверхности микроподвижек в плоскости скалывания. Подвижки происходят только в одной из возможных плоскостей максимальных касательных напряжений, а именно в той, подвижки по которой способствуют растяжению слоев в направлении движения материала, т. е. в направлении 1—1 (рис. 9), расположенном под углом около 60° к оси растяжения. В твердых прослоях в тех же условиях возникают трещины отрыва (2—2) в плоскости максимальных нормальных напряжений, ориентированные под углом 90° к оси растяжения или около 30° к кливажу. На границах твердых и пластичных пород местами происходят небольшие смещения и возникают трещины в сопряженных плоскостях максимальных скалывающих напряжений. На рис. 9 близ контакта аргиллитов и алевролитов в

последних видны трещины скалывания (3—3) по системе плоскостей максимальных касательных напряжений, сопряженной с поверхностями кливажа (1—1). В аргиллитах эти трещины заменяются пучком поверхностей кливажа, постепенно заворачивающих к основному направлению кливажа (1—1).

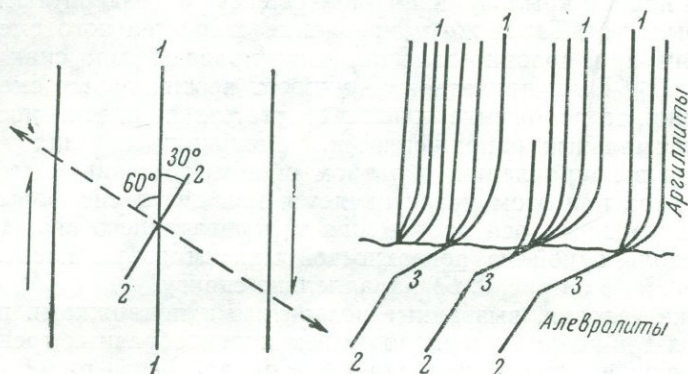


Рис. 9. Схема связи кливажа в аргиллитах с трещинами в алевролитах в условиях механического сдвига

Скалывающие напряжения, с которыми связывается кливаж, могли явиться результатом неравномерного пластичного движения пород. Не касаясь причин, вызвавших нагнетание материала, следует отметить, что неоднородность состава и строения пород должна вызвать и неоднородность, струйчатость такого течения. Это, в свою очередь, является причиной концентрации напряжений по границе струй и появления деформации в виде кливажа.

Однородные глинистые породы пластично текут, создавая густую, более или менее однородную сеть тонкого кливажа (см. рис. 4). В микрослоистых пачках при этом возникают простые лестницы микрофлексур, обеспечивающих равномерные смещения очень малой амплитуды (см. рис. 5). Твердые прослои реагируют на то же напряжение образованием более редких, но резких флексур с относительно большой амплитудой, часто осложненных разрывами. На контакте с ними в слоях глинистых пород возникают такие же флексуры, которые с удалением от твердого прослоя разделяются на множество поверхностей с малой амплитудой смещения по каждой. В связи с этим резкие изгибы твердых прослоев переходят в плавные изгибы в кливажированных аргиллитах (см. рис. 6, А).

Описанное строение кливажа, видимое в шлифах, дает фактический материал, позволяющий связать кливаж со скалыванием в направлении общего движения материала. Но при решении вопроса о механизме образования кливажа не следует исключать из рас-

смотрения установленные ранее факты, говорящие о расплющивании материала в плоскости кливажа. Предполагаемый процесс нагнетания, вызывающий неоднородное течение материала и скальвание по поверхностям раздела соседних струй, что обуславливает кливаж, подобный описанному, развивается, вероятно, одновременно с общим расплющиванием толщи на фоне уже сформированных и все более сжимаемых складок. Мелкие осложнения последних нарушениями типа флексур, плейчатости, трещин возникают в процессе нагнетания материала и формирования кливажа, связанного со скальванием.

Необходимо продолжить изучение кливажа в разных областях, выясняя его сочетание со складчатыми структурами разного масштаба. Одновременно следует продолжать исследование микроструктуры кливажа с целью выяснения приуроченности признаков, указывающих на сжатие или скальвание, к разным этапам или условиям формирования складчатых структур. Не исключено, что кливаж, макроскопически представляющий единое образование, является сложным комплексом деформаций, возникших на разных стадиях формирования складчатого сооружения и связанных соответственно с разными, ведущими для данного этапа процессами.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д. Кливаж (общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 11.

Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Кириллова И. В. Об условиях образования мелких дисгармоничных складок на примере флишевой зоны южного склона Большого Кавказа. «Геотектоника», 1968, № 2.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ
СОЛЯНЫХ СТРУКТУР В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Изучение механизма формирования соляных структур Прикаспийской впадины проводилось в двух направлениях: 1) выяснение условий образования соляных структур в природной обстановке и 2) моделирование процесса их формирования. При постановке опытов принималось, что соляные поднятия в природе возникают вследствие «инверсии плотности»: всплывания легкой пластичной соли под нагрузкой более тяжелых перекрывающих пород.

Выбор в качестве природного объекта соляных поднятий Прикаспийской впадины обусловлен: 1) тем, что это самая крупная область развития соляных структур, различающихся по форме в различных зонах, и 2) наличием сводных карт: палеогеологической (предверхнеплиоценового среза), тектонической, геофизических и геолого-геофизических разрезов. В связи с этим Прикаспийская впадина представляет наиболее подходящий природный объект для изучения морфологии, закономерностей размещения, условий развития соляных поднятий и последующего сопоставления их с результатами моделирования.

Были использованы геологические документы, составленные коллективами геологов ряда организаций: ВНИГРИ, МИНХ и ГП, ВНИГНИ, 10-й экспедиции ВАГТА, Союзбургаза, ВНИИГеофизики, Спецгеофизики, ВНИИГАЗа и Геологического института АН СССР.

Моделирование проводилось на первом этапе на вязких жидкостях, на втором — на твердых пластичных материалах. В большей части опытов на вязких жидкостях в качестве легкой жидкости, имитирующей соль, была взята смесь битума с нигролом с плотностью $0,97-1,004 \text{ г/см}^3$ и вязкостью в зависимости от содержания битума: 35; 40% — от $7,5 \cdot 10^2$ до $1,8 \cdot 10^3$ пуаз (сокращенно пз); 50% — $2,5 \cdot 10^3$ пз; 54% — от $8,1 \cdot 10^4$ до $3,9 \cdot 10^5$ пз; 55% — от $2,3 \cdot 10^5$ до $1,2 \cdot 10^6$ пз. В качестве тяжелой жидкости, эквивалентной надсолевым толщам, использовалась патока с плотностью $1,42 \text{ г/см}^3$ и вязкостью от $1,4 \cdot 10^3$ до $3,2 \cdot 10^3$ пз и от $4,2 \cdot 10^2$ до $1,4 \cdot 10^3$ пз. Легкая жидкость имела большую вязкость, чем тяжелая. В одном опыте вязкости жидкостей были равны. В связи с большей разностью плотности эквивалентных материалов по сравнению с природными условиями для замедления про-

цесса всплывания вязкость битума в ряде опытов была увеличена до 10^5 — 10^6 пз. В меньшем числе опытов легкой жидкостью служила патока с плотностью $1,42$ г/см³ и вязкостью $1,2 \cdot 10^2$ пз, а тяжелой — химически чистое жидкое стекло с плотностью $1,6$ г/см³ и вязкостью $1,5 \cdot 10^2$ — $3,2 \cdot 10^2$ пз или $3,3 \cdot 10^2$ пз. Большую вязкость здесь имела тяжелая жидкость. В ограниченном числе опытов легкой жидкостью являлся битум с плотностью $0,97$ г/см³ и вязкостью $2,5 \cdot 10^3$ пз, а тяжелой — смесь канифоли с машинным маслом с плотностью $1,03$ г/см³ и вязкостью $5,4 \cdot 10^5$ — $1,5 \cdot 10^6$ пз.

В последующих опытах с целью большего приближения к природным условиям деформации были использованы твердые пластичные материалы: каучук марки СКТВ-1 и замазка. Эквивалентом соли был каучук с плотностью $0,97$ г/см³ и вязкостью $2,6 \cdot 10^5$ — $1,2 \cdot 10^6$ пз, эквивалентом пород, перекрывающих соль, — замазка с плотностью $2,03$ г/см³ и вязкостью $3,4 \cdot 10^6$ — $7,9 \cdot 10^7$ пз.

Вязкость эквивалентных материалов исследовалась на пластовискозиметре В. П. Павлова, на ротационном вискозиметре РВ-8 системы М. П. Воларовича и на прессе для сжатия образцов М. В. Гзовского, Д. Н. Осокиной и др. (1963). Было выполнено более 20 определений, что дало возможность построить кривые зависимости вязкости от напряжения. Кривые указывают, что патока, жидкое стекло и смесь битума с нигролом относятся к аномальным вязким жидкостям, а каучук и замазка — к условно пластичным телам, отличающимся большей вязкостью, а также предельным напряжением сдвига (Михайлов, Ребиндер, 1955). В связи с последним перемещение твердых пластичных материалов не могло осуществляться без применения центрифуги.

Были использованы центрифуги двух типов: 1) ЦЛС-2 лабораторная стационарная с максимальной скоростью вращения при роторе-крестовине в 2100 об/мин, которой соответствует ускорение на дне стакана 1250 g и 2) ЦЛР-1 лабораторная рефрижераторная с 3000 об/мин и 2500 g. Диаметр стакана центрифуги в обоих случаях 72 мм.

Опыты на вязких жидкостях проводились в стеклянном сосуде размером $20 \times 20 \times 20$ см. Документировались опыты фотографированием боковых стенок и верха сосуда. В опытах на вязких жидкостях в одной модели наблюдаются все стадии процесса перемещения. Для каждого опыта было выполнено в среднем 40 — 50 , иногда 70 — 80 кадров. Изменение формы, размеры куполов и скорость их роста фиксировались масштабными линейками и секундомером. На твердых материалах разные стадии одного процесса перемещения фиксируются лишь на ряде однотипных моделей при разной длительности вращения в центрифуге.

Применение при моделировании твердых пластичных материалов позволяет создавать более сложные слоистые модели, на которых процесс перемещения наблюдается детальнее и нагляднее. Деформация на пластичных материалах наблюдалась в горизонтальных и вертикальных срезах и со снятием слоя тяжелого мате-

риала, так как эти материалы сохраняют приобретенную деформацию.

Достоверность опытов подтверждается тем, что они повторялись два-три раза, а основные результаты моделирования на вязких жидкостях и твердых пластичных материалах совпадают.

Для использования результатов моделирования при объяснении природных процессов были соблюдены: 1) геометрическое подобие, 2) подобие сил и 3) подобие свойств материалов. При подборе эквивалентных материалов был выполнен расчет их вязкости по формуле общего условия подобия — $C_{\eta} = C_p \cdot C_l \cdot C_t \cdot C_g$. Эта формула общего условия подобия по М. В. Гзовскому (1963) применяется при моделировании процесса гравитационного всплывания соляных куполов. В ней C_{η} — отношение вязкости веществ в модели и природе, C_p — отношение разности их плотности, C_l — отношение размеров (высот) куполов и C_t — отношение времени их образования в модели и природе. При моделировании без применения центрифуги g равняется 1. В соответствии с существующими данными о развитии соляных куполов и лабораторными возможностями при расчетах приняты следующие средние величины: примерное время роста соляных куполов в Прикаспийской впадине на первом этапе 25 млн. лет (поздняя пермь — ранний триас) и 20 мин в экспериментах на вязких жидкостях (или 5 мин в опытах на центрифуге); высота куполов соответственно 5—6 км и 10 см (или 3 см в опытах с использованием центрифуги). Минимальная разность плотности надсолевых толщ и соли 0,15 г/см³, разность плотности тяжелой и легкой жидкостей в опытах 0,4 г/см³ (или 1,0 г/см³ в опытах на пластичных материалах). Вязкость соли и осадочных пород принята равной в среднем 10¹⁸—10²⁰ пз. В опытах с центрифугой учитывалось увеличение силы тяжести на дне стакана в среднем до 1000 g за счет центробежной силы. Результаты подсчетов для опытов на вязких жидкостях определили их вязкость в 1,6 · 10³ пз, а в опытах на твердых пластичных материалах с применением центрифуги в 3 · 10⁵ пз.

В итоге, в условиях опытов и в природе были обнаружены аналогии, которые открывают новые возможности в истолковании механизма образования соляных структур.

Работа выполнена в лаборатории тектонофизики кафедры динамической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова под руководством чл.-корр. АН СССР проф. В. В. Белоусова.

Природные условия образования соляных структур в Прикаспийской впадине

Основные черты тектоники Прикаспийской впадины и условия формирования в ее пределах соляных куполов разобраны нами по материалам геологов и геофизиков, исследовавших данный ре-

гион. За основу взяты сводные геологические карты со снятым покровом верхнеплиоценовых — четвертичных отложений северо-восточной части Прикаспийской впадины и центральной части между-речья Волги и Урала, а также схемы тектоники Прикаспийской впадины, составленные И. И. Кожевниковым (1964), Б. А. Соловьевым (1966а, б) и др. Используются также работы Н. В. Неволлина (1965), Г. Е.-А. Айзенштадта (1959, 1965), В. С. Журавлева (1964) и другие, в частности геологические карты со снятым верхнеплиоценовым — четвертичным покровом северо-восточной части впадины Л. Ф. Волчегурского (1968), Ю. Я. Кузьмина и другие, тектоническая карта юго-восточной части Русской платформы Я. С. Эвентова (1962) и др. Во внимание были приняты геолого-геофизические профили региональные и рядовые (Знаменский и др., 1966 и др.).

Из этих материалов видно, что границы Прикаспийской впадины определяются системой разломов, которые концентрически опоясывают впадину и прослеживаются в фундаменте и осадочном чехле. По ним впадина сочленяется с обрамляющими ее структурами. К бортовым уступам и разломам впадины примыкает зона резко уменьшения мощности гидрхимической толщи кунгура, а следовательно, и граница распространения соляных куполов.

Последние данные электроразведки дают сведения о залегании фундамента в центральной части Прикаспийской впадины и свидетельствуют о блоковом его строении. Наиболее опущенные участки фундамента расположены в центральной части впадины на глубине 20—23 км.

Осадочный чехол Прикаспийской впадины подразделяется на три комплекса: подсолевой, соляной и надсолевой.

О структурах подсолевого комплекса нет единого мнения. Н. В. Неволлин и другие относят их к платформенному типу. Погружение поверхности подсолевого ложа от бортовых к центральной части впадины достигает 5—6 км, с глубиной залегания до 9—10 км. Мощность подсолевых отложений в центральной части впадины до 10 км.

Возраст соляного комплекса большинством исследователей принимается кунгурским. Отложения его обычно залегают на большей глубине и на поверхность выходят лишь в сводах соляных куполов и местами в прибортовых частях впадины. Максимальную первоначальную мощность его в центральной части впадины Г. Е.-А. Айзенштадт (1963) оценивает приблизительно в 3—4 км. К бортовым частям она сокращается. В составе соляного комплекса в центральной части впадины преобладает соль, к бортам соленосная толща постепенно замещается сульфатной и в ней увеличивается количество прослоев терригенных и карбонатных пород.

Отложения надсолевого комплекса широко представлены в межкупольных пространствах и распадаются на две толщи: верхнепермского—нижнетриасового возраста (3—5 км) и мезокайнозойского (до 4 км). Максимальная мощность надсолевого комп-

лекса в межкупольных пространствах центральной части впадины 8—11 км. К бортовым частям впадины она уменьшается.

Породы нижнего триаса с резким несогласием залегают на верхнепермских, а в своде куполов часто подстилаются кунгуром. Следовательно, в конце поздней перми и в начале триаса в пределах Прикаспийской впадины происходил интенсивный рост соляных куполов. Г. Е.-А. Айзенштадт в мезокайнозой выделяет еще несколько этапов роста соляных куполов, среди которых наиболее интенсивными были движения в предакчагыльское время.

Н. В. Неволин (1965), И. И. Кожевников, Б. А. Соловьев (1966) и другие провели тектоническое районирование Прикаспийской впадины по соляному и надсолевому комплексам.

В периферических частях впадины имеются: 1) Южная прибортовая зона слаборазвитых солянокупольных структур, 2) зона структур, развитых над южным периклинальным прогибом Урала и обрамляющая с востока Прикаспийскую впадину, 3) Утвино-Илекская зона скрытопрорванных соляных структур (развита вдоль северного борта впадины) и 4) Северо-западная прибортовая зона соляных антиклиналей (валов).

Во внутренней части Прикаспийской впадины выделяются: 1) Центральная зона (Эльтон-Индеро-Чалкарская) преимущественно прорванных солянокупольных структур, 2) Хобдинская и 3) Эмбенская зоны преимущественно скрытопрорванных куполов.

Основными принципами при выделении зон служили: 1) закономерное увеличение мощности соли и надсолевых толщ с увеличением глубины залегания подсолевых отложений от бортовых к центральным частям впадины, 2) разрывная тектоника в подсолевом и надсолевом комплексах бортовых зон, связанная с формированием впадины. Эти факторы определяют особенности размещения, строения и развития соляных структур в периферических и внутренних частях Прикаспийской впадины.

В результате сравнения соляной тектоники в периферической и центральной частях Прикаспийской впадины намечены следующие основные закономерности:

1. В периферических зонах (прибортовые части собственно Прикаспийской впадины и с мезозоя Соль-Илецкий блок и Предуральский прогиб) вследствие тектонических воздействий на соленосную толщу прибортовых разрывных и складчатых нарушений подсолевого ложа соляные структуры имеют линейную ориентировку и выражены в виде гребней (валов). Во внутренней части впадины они образуют дугообразные и кольцевые цепочки вокруг межкупольных пространств.

2. Глубина залегания поверхности подсолевого ложа, определяющая мощность соли и надсолевых толщ, обуславливает типы соляных куполов и кольцевых массивов. Интенсивность проявления соляной тектоники во впадине усиливается в направлении от бортовых к центральной части.

В непосредственной близости к борту, на юго-восточном участке южной зоны, где глубина залегания подсолевого ложа равна 2,5 км (мощность соли до 1,0 км и надсолевых пород до 2,0 км), соляные поднятия не имеют настоящих соляных ядер, так как последние представляют «соляную подушку», с глубоким (до 1,5—1,8 км) залеганием поверхности соли. Надсолевые отложения здесь залегают согласно на соляном теле, выполаживаясь вверх по разрезу.

В юго-восточной части южной зоны в сторону внутренней части впадины мощность соли увеличивается до 2,0 км и надсолевых толщ до 3,0 км, что приводит к формированию ядер соляных диапиров. В этом же направлении увеличиваются высота соляных ядер и степень прорыва ими пород верхней перми. Одновременно возрастают поперечные размеры куполов и межкупольных депрессий, причем размер первых меньше вторых. В межкупольных пространствах почти полное выжимание соли приводит к развитию поднятий типа «щит черепахи».

Во внутренней части впадины, в Эмбенской зоне, интенсивность проявления соляной тектоники увеличивается, так как при глубине залегания подсолевого ложа до 5,0—8,0 км мощность соли и надсолевых толщ резко возрастает. Соляные ядра куполов прорывают верхнепермско-триасовые и частично мезозойские отложения. В надсолевых толщах поднятия однотипны — это соляные диапиры, раздробленные разрывными нарушениями; они образуют прерывистые кольцевые цепочки (массивы). Поперечные размеры куполов на предверхнеплиоценовой поверхности среза несколько меньше поперечных размеров межкупольных депрессий.

Центральная зона с максимальными глубинами залегания поверхности подсолевого ложа от 8,5 до 11 км (при первичной мощности соли 3—4 км и надсолевых толщ в межкупольных депрессиях 8—11 км) характеризуется наиболее интенсивной соляной тектоникой. Подавляющее большинство соляных куполов принадлежит к прорванному типу с ядрами, выходящими на доверхнеплиоценовую и даже на современную поверхность, в ряде случаев с карнизами. В верхнепермско-нижнетриасовых отложениях также отмечаются карнизы. В Центральной зоне наиболее четко отражено кольцевое расположение соляных поднятий вокруг межкупольных депрессий в виде сплошных дугообразных и почти кольцевых форм. Соляные структуры колец представлены здесь всеми морфологическими типами: прорванные и скрытопрорванные соляные купола, соляные купола-гиганты звездчатой формы, соляные валы и соляные перемычки. Поперечные размеры куполов часто превосходят размеры межкупольных депрессий. Во всех внутренних зонах межкупольные (внутрикольцевые по автору, см. дальше), глубокопогруженные структуры представлены пассивными соляными поднятиями и небольшими скрытопрорванными куполами.

Экспериментальные исследования

Изучение процесса формирования соляных структур путем моделирования проводилось рядом исследователей.

Л. Л. Неттлетон (1934, 1943), М. В. Добрин (1941), Н. Б. Лебедева (1956) и другие, используя вязкие жидкости, объяснили происхождение соляных куполов гравитационным путем. П. Д. Паркер и А. Н. Мак-Доуэлл (1957), применяя асфальт и мягкий ил, пришли к выводу, что при гравитационном всплывании соли не следует ожидать линейного расположения куполов. Г. Рамберг (1963, 1967, 1968) указывает на большое значение гравитационного всплывания материала в условиях инверсии плотности при образовании диапировых куполов, интрузивных тел и складчатости в геосинклинальных зонах, которые были им воспроизведены на моделях с применением центрифуги.

Некоторые проявления конвективной неустойчивости в грунтах с физической точки зрения рассмотрел Е. В. Артюшков (1964).

Американские геофизики М. А. Биот (Biot, 1963), Ц. Ф. Данес (Danes, 1964), Г. Оде и М. А. Биот (Ode, Biot, 1965), Ф. Селинг и Е. Х. Вермунд (Seling, Wermund, 1966) и геолог Г. Рамберг (Ramberg, 1967) провели ряд аналитических работ по определению формы и степени деформации границы между солью и перекрывающими породами. Изучалась только первая фаза роста соляных структур, которая рассматривалась как частный случай неустойчивости Тэйлора. Предполагалось, что соль и перекрывающие ее осадки ведут себя как вязкие среды.

Исследования по моделированию соляных диапиров и теоретическое математическое изучение неустойчивости касаются отдельных сторон этого процесса.

В развитие этих исследований, применительно к формированию соляных структур Прикаспийской впадины, автором было проведено моделирование (Сычева-Михайлова, 1969). При этом механизм процесса изучен с большей полнотой на примере определенного природного объекта.

Задачи моделирования состояли в изучении: 1) общей картины перемещения в условиях неустойчивого расположения легкой «соли» под более тяжелыми «надсолевыми породами»; 2) стадий развития этого процесса; 3) факторов, которые определяют форму, размеры и распределение соляных поднятий и прогибов; 4) закономерностей скорости перемещения. На твердых материалах дополнительно изучалось влияние на рост куполов: 1) перерывов в процессе перемещения и последующего увеличения мощности тяжелого материала; 2) разной прочности слоев тяжелого материала; 3) двух горизонтов легкого материала и 4) разрывных нарушений в тяжелом слонистом горизонте.

Проведено 308 опытов, из них 175 на вязких жидкостях и 133 на твердых пластичных материалах. Опыты ставились сериями, в каждой из которых исследовалось влияние на процесс дефор-

мации одного фактора: мощности, вязкости и разности плотности легкого и тяжелого слоев и прочих при неизменности других факторов. Некоторые опыты одновременно относились к разным сериям. Влияние мощности наблюдалось в 260 опытах, вязкости — в 156 и разности плотности слоев — в 11 опытах. Роль двух последних факторов изучалась только на вязких жидкостях.

В моделях на пластичных материалах определялось влияние на форму и распределение куполов последовательного увеличения мощности тяжелого слоя, сопровождающегося возобновлением перемещения (14 опытов), и разной прочности слоев тяжелого материала (15 опытов). В двух опытах изучалось перемещение при наличии в разрезе двух горизонтов легкого материала.

Весьма характерные для соляных структур разрывные нарушения плохо моделируются на каучуке и замазке. Это объясняется большой пластичностью веществ, а также, видимо, малыми величинами напряжения, которые возникают в моделях.

В основной части опытов на вязких жидкостях перемещение происходило самопроизвольно за счет силы тяжести и только на битуме и смеси канифоли с машинным маслом (в 11 опытах) вследствие большой вязкости последней смеси оно было ускорено подогревом модели снизу. При содержании в смеси 70% канифоли путем последовательного замораживания слоев и промазывания их жидкой каолиновой глиной создавалась тонкая слоистость. Она позволила фиксировать в тяжелой жидкости детали нарушений, образованных при перемещении.

Возможное влияние тектонических движений подсолевого ложа на процесс перемещения не исследовалось. В трех-четырёх опытах перемещение вязких жидкостей происходило на основе предварительно заданных в кровле легкого слоя неровностей. В единичных опытах на пластичных материалах моделировалось влияние на процесс перемещения разрывных нарушений «в надсолевых толщах».

Установлены следующие основные закономерности.

1. Во всех сериях опытов общим в перемещении было то, что движение легкого и тяжелого материалов происходило отдельными ячейками.

Наиболее наглядны ячейки в пластичных материалах (рис. 1), где в рельефе легкого каучука, при снятии тяжелой замазки, выделяется ряд ваннообразных давлений, образующихся вследствие опускания тяжелой замазки в середине ячеек движения. При опускании замазка выдавливает легкий каучук к периферии ячеек, где он поднимает вверх, создавая кольцевые массивы, которые состоят из куполов разной высоты, соединенных перемычками. Одни купола прорывают замазку и приобретают грибообразный вид; другие останавливаются на некотором расстоянии от ее поверхности. Прорванные купола, расположенные на пересечении кольцевых массивов, более крупные и имеют звездчатую форму. При значительном перемещении слои замазки подни-

мающимся каучуком разрываются на отдельные изолированные участки, имеющие вид крупных «капель» или «чаш». Легкий каучук, поднимающийся на периферии ячеек в виде кольцевых массивов, в горизонтальном срезе моделей образует кольца, а в вертикальном — призматические ячейки.

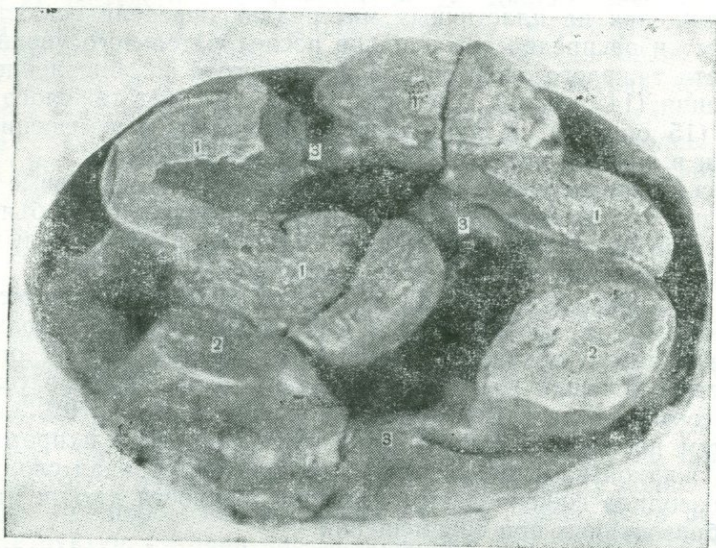


Рис. 1. Модель 116 со снятой замазкой.

Два кольцевых массива (слева почти сплошной кольцевой, справа — дугообразный), внутри которых ваннообразные впадины. Кольцевые массивы образованы: прорванными грибообразными куполами (1), валообразным поднятием (2) и перемычками (3). Исходные данные модели: мощность легкого каучука 4 мм, мощность тяжелой замазки 16 мм. Время вращения в центрифуге 2 мин при 300 об/мин.

Ячейки движения в опытах аналогичны по форме конвективным ячейкам Бенара, возникающим при тепловой стационарной конвекции (или при неустойчивости Релея — Тейлора). При тепловой стационарной конвекции процесс перемещения одной жидкости с постепенным увеличением ее плотности вверх происходит непрерывно. В опытах с резкой границей раздела двух эквивалентных материалов разной плотности движение прекращается, когда весь легкий материал поднимется наверх.

Конвективное движение двух материалов разной плотности может быть охарактеризовано как ограниченное конвективное движение, или адвекция (Белюсов, 1969).

2. Стадии развития процесса. В начальный момент на границе неустойчивости можно предполагать появление малых хаотических возмущений разной длины волны. Среди этих возмущений, по данным Оде, Биота (Ode, Biot, 1965; Biot, 1963), Селин-

га и Вермунда (Seling, Wermund, 1966), довольно скоро выделяются доминирующие. Последние приводят к заметному искажению границы раздела, которая в вертикальном сечении получает вид пологой синусоиды. Граница неустойчивости такого вида соответствует первой стадии.

Во второй стадии легкий материал интенсивно внедряется вверх в виде ядер куполов, с чем связано начало формирования изолированных ячеек движения, представленных прерывистыми кольцевыми массивами (рис. 2). Внутри кольцевых

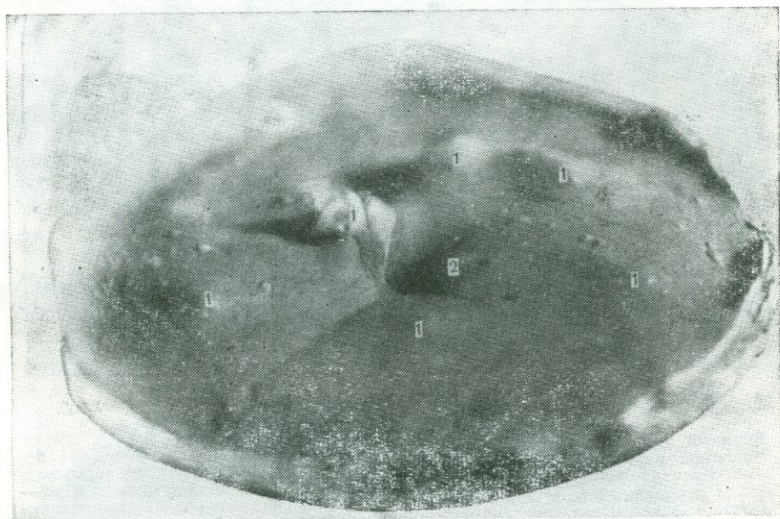


Рис. 2. Модель 86 со снятой замаской.

Скрытопрорванные купола (1) образуют вокруг впадины (2) прерывистый кольцевой массив. Исходные данные модели: мощность каучука 4 мм, мощность замаски 16 мм. Время вращения в центрифуге 3 мин при 300 об/мин.

массивов возникают первичные компенсационные мульды.

Для третьей стадии характерен прорыв легким материалом тяжелого вплоть до растекания его по поверхности последнего с образованием карнизов у ядер куполов. С этим связано полное формирование конвективных ячеек, получающих вид дугообразных или почти сплошных кольцевых массивов (см. рис. 1). Прорванный крупный купол звездчатой формы, расположенный при пересечении ряда прерывистых кольцевых массивов, создает особый тип их сочетания (рис. 3).

Относительно ускоренный отток легкого материала в ядра куполов с участков, расположенных вблизи их основания, приводит к образованию вторичных компенсационных мульд.

В пластичных материалах при выходе ядра куполов из каучука на поверхность возникали надсводовые мульды (см. рис. 3) при

оседании наиболее выпуклой части свода вследствие его растяжения и растрескивания каучука при образовании карнизов.

Четвертой стадии, которая наблюдается только в опытах, отвечает полное перемещение легкого материала вверх, а тяжелого вниз и прекращение движения.

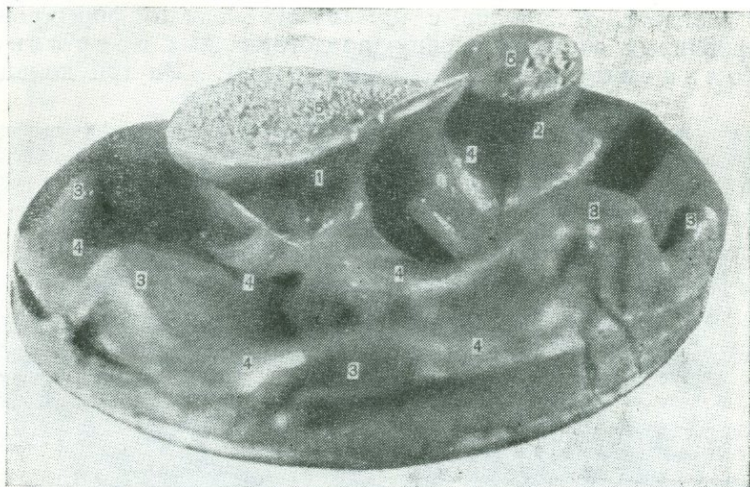


Рис. 3. Модель 88 со снятой замазкой.

Крупный прорванный купол с звездчатым основанием (1) расположен на пересечении ряда прерывистых кольцевых массивов. Локальные формы кольцевых массивов: 1 — крупный прорванный купол звездчатой формы (главный), 2 — купол прорванный (сопутствующий), 3 — купола скрытопрорванные (сопутствующие), 4 — перемычки, соединяющие прорванные и скрытопрорванные купола в кольцевые массивы, 5 — муфта оседания в сводовой части прорванных куполов. Исходные данные модели: мощность каучука 8 мм, мощность замазки 16 мм. Время вращения в центрифуге 2 мин при 300 \bar{d}

В слоистых моделях (на каучуке — замазке и битуме — слоистой канифоли) в каждой стадии отмечались детали послойного перемещения материала в легком (рис. 4) и тяжелом горизонтах (рис. 5, 6).

Проявление стадий при одинаковой длительности процесса зависит от факторов, определяющих его скорость.

3. Выделены купола двух генераций. Купола первой генерации связаны с формированием «конвективных» ячеек (по Белоусову, адвективных). Они создают кольцевые массивы. В формировании кольцевых массивов участвуют следующие структуры: в прерывистых кольцевых массивах — скрытопрорванные купола (см. рис. 2); в дугообразных и почти сплошных — скрытопрорванные и прорванные купола (часто с карнизами) или валообразные поднятия (см. рис. 1). Последние образуются при соединении нескольких куполов поднятыми перемычками. Крупные прорванные купола звездчатой формы (см. рис. 3) располагаются в местах пересечения кольцевых массивов. Основной локальной структурой

кольцевых массивов является простое куполовидное поднятие, все остальные формы — производные от него. Местоположение крупных куполов, часто имеющих звездчатую форму, определяет, возможно, расположение всей системы кольцевых массивов.

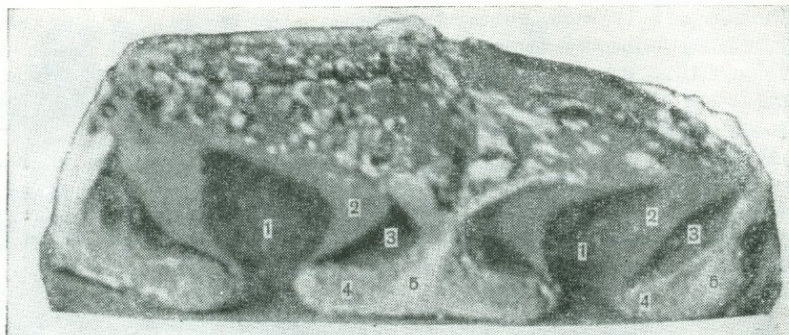


Рис. 4. Вертикальный разрез модели 14.

Ядра прорванных куполов при слоистом строении. Исходные данные модели: мощность каучука (слои 1, 2, 3) 15 мм, мощность замазки (слои 4, 5) 4 мм. Время вращения в центрифуге 2 мин при 600 об/мин

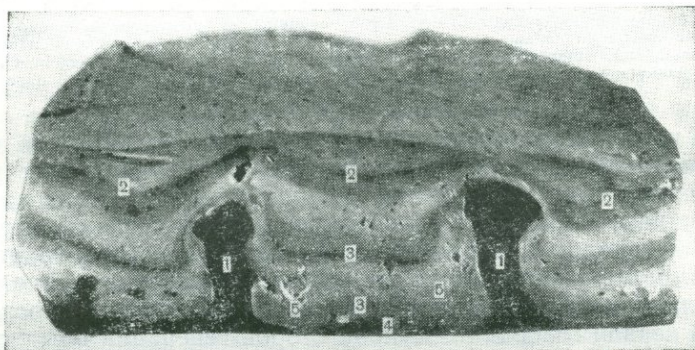


Рис. 5. Вертикальный разрез модели 65.

Поднятие нижних слоев замазки (3) над линзой остаточного каучука (4) в первичной компенсационной мульдe (2) соответствует в природе пассивному соляному поднятию: 1 — купола первой генерации, 2 — первичные компенсационные мульдe, 3 — поднятие нижних слоев замазки, 4 — линза остаточного легкого каучука, 5, 6 — вторичные компенсационные мульдe. Исходные данные модели: мощность каучука 5 мм, мощность замазки 32 мм. Время вращения в центрифуге 6 мин при 300 об/мин

Купола второй генерации возникают на третьей стадии за счет линз легкого остаточного материала в первичных компенсационных мульдeх внутри кольцевых массивов. Эти купола сопряжены с вторичными компенсационными мульдeми. Их рост наиболее наглядно наблюдался в опытах на каучуке и замазке и на битум-

ме и слоистой канифоли. Слои замазки, как видно на рис. 5, над вторичной компенсационной мульдой прогибаются, а над линзой каучука создают по нижним горизонтам замазки антиклинальный изгиб. Эта линза остаточного каучука может послужить основой для образования скрытопрорванного купола второй генерации.

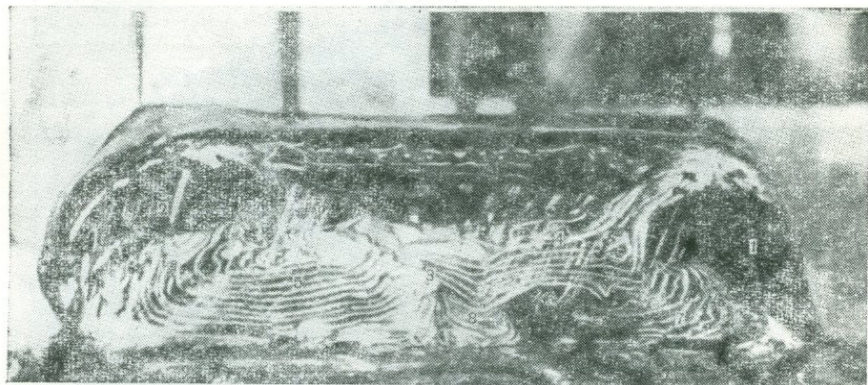


Рис. 6. Вертикальный разрез модели 171.

Скрытопрорванный купол второй генерации (справа, 6) расположен в первичной компенсационной мульде (4) и сопряжен с вторичными компенсационными мульдами (7, 8); 1, 2 — купола первой генерации, 3 — купол первой генерации в виде четки, 4, 5 — первичные компенсационные мульды, 6 — скрытопрорванный купол второй генерации, 7, 8 — вторичные компенсационные мульды. Исходные данные модели: внизу легкий битум (мощность 40 мм, вязкость $2,5 \cdot 10^3$ пз, плотность $0,97 \text{ г/см}^3$); сверху тонкослойная канифоль (мощность 60 мм, вязкость более $1,5 \cdot 10^6$ пз, плотность $1,03 \text{ г/см}^3$)

Модель из битума и слоистой канифоли (см. рис. 6) дает наглядное представление об условиях формирования куполов второй генерации и их взаимоотношении с куполами первой генерации. На рис. 6 видно, что купола второй генерации размещены в пределах первичных впадин и отделены от куполов первой генерации вторичными компенсационными мульдами. Последние расположены в пределах периферических частей первичной впадины у основания куполов первой генерации. Купола второй генерации обычно более мелкие и ядра их глубоко погружены. Рост этих куполов указывает на изменение направления перемещения материала в пределах первичных впадин, т. е. на инверсию движения. Первоначальное перемещение в первичной впадине слоев тяжелого материала вниз в результате роста куполов второй генерации сменяется перемещением вверх (см. рис. 6 справа, поведение тонких слоев канифоли).

4. Основные типы сочетания структур в ячейках адвективного движения зависят от: а) соотношения величин вязкости веществ тяжелого и легкого слоев и б) соотношения величин мощностей этих слоев.

А. Влияние первого фактора исследовалось в опытах на вязких жидкостях. На пластичных материалах его изучить не удалось,

так как подобрать необходимые материалы не представилось возможным.

На вязких жидкостях при перемещении наблюдались три ситуации, которые определяют основные типы конвективных структур. Они зависят от отношения вязкости тяжелой жидкости к вязкости легкой и обусловлены разными скоростями движения в повышении и понижениях границы неустойчивости. Первая ситуация наблюдалась (на битуме и патоке) при меньшей вязкости тяжелой жидкости. В этом случае создавались конвективные структуры «центрального проседания» с высокими узкими куполами из легкой более вязкой жидкости на периферии конвективных ячеек и широкими прогибами из тяжелой жидкости в центре. Вторая ситуация отмечалась при большей вязкости тяжелой жидкости (патока — жидкое стекло). При этом образуются конвективные структуры «краевого проседания» с узкими глубокими прогибами на периферии ячеек из тяжелой более вязкой жидкости и широкими плоскими поднятиями из легкой жидкости в центре. Третья ситуация проявляется при равной вязкости тяжелой и легкой жидкостей (патока — битум). Внедрения вверх и вниз при этом по ширине и высоте (глубине) равны.

Б. В моделях на твердых пластичных материалах было выявлено, что основные типы сочетания структур в ячейках адвективного движения зависят также от соотношения мощности легкого каучука и тяжелой замазки. В опытах этой серии одновременно изменялись мощность каучука и замазки, а общая мощность их сохранялась равной. Были использованы три варианта, которые обусловили три основных типа адвективных структур: 1) мощность легкого каучука меньше мощности тяжелой замазки; 2) мощности равны; 3) мощность каучука больше мощности замазки. Установлено, что с увеличением мощности легкого каучука поперечные размеры куполов увеличиваются, а количество их уменьшается. Одновременно уменьшаются поперечные размеры впадин.

Б. Выявлены количественные изменения размеров ячеек, куполов и расстояний между ними на битуме и патоке (частично на пластичных материалах).

А. Поперечные размеры ячеек, состоящих из купола и впадины, определяются мощностью легкой жидкости и превышают ее в 3—7 раз. С увеличением мощности легкой жидкости размер ячейки увеличивается в меньшее число раз.

Б. Поперечные размеры куполов примерно равны мощности легкой жидкости и не зависят от мощности тяжелой. Увеличение поперечных размеров куполов с возрастанием мощности легкого горизонта сопровождается изменением их формы и количества. Следовательно, по количеству куполов на площади и по размеру их поперечников можно судить о первоначальной мощности слоя легкого материала.

В. Расстояния между куполами равны разности между размером ячейки и поперечником купола, поэтому при увеличении

мощности легкого материала размеры куполов увеличиваются, а расстояния между ними сокращаются. Рассмотренные количественные закономерности приводят к тому, что при малой мощности легкого слоя по сравнению с тяжелым мелкие купола, размеры которых равны мощности легкого слоя, сочетаются с широкими впадинами. При мощности легкого слоя, равной мощности тяжелого, поперечники куполов и впадин равны между собой и равны мощности этих слоев. При мощности легкого слоя, большей мощности тяжелого, крупные купола, поперечники которых также равны мощности легкого слоя, расположены на расстояниях, меньших, чем размеры поперечников куполов.

В первом случае (малые купола расположены на больших расстояниях) по сравнению с третьим (крупные купола расположены на близких расстояниях) наблюдается как бы зеркальное обращение форм, возникающих на границе неустойчивости.

Итак, мощность слоя легкого материала, влияя на поперечные размеры ячеек, куполов и впадин, определяет тем самым тип сочетания структур в адвективных ячейках.

6. Форма куполов первой и второй генераций определяется мощностью слоя легкого материала и изменяется по стадиям развития неустойчивости. Форма куполов первой генерации зависит также от их положения в пределах кольцевых массивов. При небольшой мощности слоя легкого материала мелкие купола в начале роста имеют конусообразную форму, затем колоннообразную. При увеличении мощности этого слоя более крупные купола имеют вначале округлую, куполообразную форму, в дальнейшем колоннообразную. При растекании легкого материала головной части этого купола по поверхности тяжелого слоя он приобретает грибообразную форму или форму козырька. Иногда наблюдается пережим купола у его основания, и тогда купол имеет вид перевернутой капли. При значительной мощности слоя легкого материала, по достижении куполом поверхности тяжелого материала, у него не образуются карнизы, и купол при большом поперечнике имеет вид пня.

Мощность тяжелого слоя почти не влияет на форму куполов. При увеличении мощности этого слоя чаще наблюдаются только каплевидные расширения в верхней части колонны купола (см. рис. 5).

Форма куполов второй генерации определяется величиной остаточной мощности легкого слоя, обычно небольшой, поэтому эти купола напоминают по форме мелкие купола первой генерации. Для них характерны каплевидные расширения (см. рис. 6), и они редко поднимаются до поверхности тяжелого слоя. В некоторых случаях они даже не являются куполовидными поднятиями и не имеют ядра, а представляют плоские широкие глубокопогруженные поднятия (см. рис. 5), повторяющие форму остаточной линзы легкого материала в первичной впадине.

7. Скорость роста отдельных куполов и всего процесса

всплывания легкого материала возрастает с увеличением мощности легкого и тяжелого слоев, а также разности их плотности и с уменьшением вязкости легкого слоя.

8. Рост куполов при трехслойной тяжелой замазке разной вязкости приводит к задержке перемещения и к образованию на уровне подошвы слоя с большей вязкостью грибообразных куполов скрытопрорванного типа. Когда подъемная сила купола превышает сопротивление слоя, купол прорывает последний и поднимается на более высокий уровень.

9. Поднятие легкого каучука при наличии двух его слоев происходит по общим каналам из обоих горизонтов.

10. Рост куполов из легкого каучука при двух-, трехкратном наложении слоев тяжелой замазки каждый раз сопровождается возобновлением перемещения и происходит по одним и тем же каналам. В природе это соответствует новым этапам усиления роста, следовавшим за перерывами в осадконакоплении и происходившим при возрастании мощности надсолевых толщ. На наличие повторных перемещений указывают несколько уровней карнизов, отходящих от головной части ядра. При этом хорошо видна связь формы ядра с историей ее формирования.

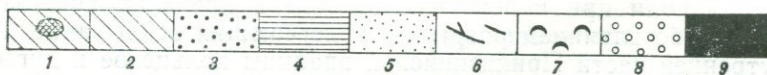
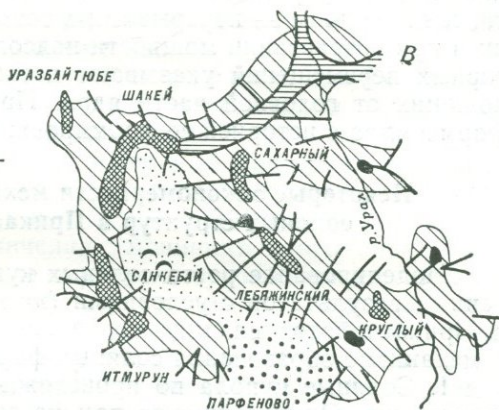
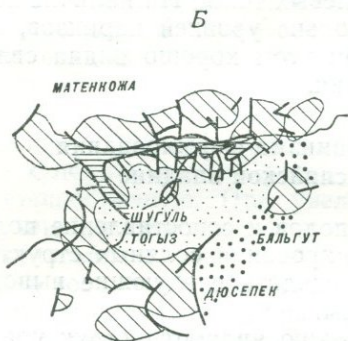
Некоторые закономерности механизма формирования соляных структур в Прикаспийской впадине

Моделирование роста соляных куполов и сопоставление полученных результатов с условиями формирования соляных структур в Прикаспийской впадине позволило сделать следующие выводы о механизме образования соляных форм.

1. Соляные купола по происхождению являются структурами нагнетания. Они возникают при неустойчивом расположении легкой соли под более тяжелыми надсолевыми толщами, т. е. в обстановке инверсии плотности. В этих условиях пластичная соль под действием более тяжелых надсолевых толщ стремится переместиться с границы неустойчивости к поверхности, создавая соляные диапиры.

В процессе роста соляных диапиров, как показали опыты, перемещение соли с границы неустойчивости вверх, а надсолевых пород вниз происходит отдельными ячейками. Соль всплывает на периферии ячеек в виде соляных диапиров, соединенных перемычками в кольцевые массивы. Внутри ячеек надсолевые породы опускаются в виде крупной капли и образуют чашеобразные межкупольные депрессии (первичные компенсационные мульды). Эти ячейки близки по форме к ячейкам конвективного движения при тепловой стационарной конвекции в жидкости.

2. Размещение соляных структур определяется либо законами течения соли при инверсии плотности в пределах конвективных ячеек, либо влиянием разрывов, облегчающих всплывание. Так, во внутренней части Прикаспийской впадины кольцевое и дугообраз-



ное расположение соляных структур вокруг межкупольных депрессий, наблюдающееся на палеогеологической карте предверхнеплиоценового среза, является следствием всплывания соли по периферии конвективных ячеек. Каждой ячейке здесь соответствует кольцевая цепочка локальных соляных форм, которая окаймляет чашеобразную межкупольную депрессию, сложенную надсолевыми толщами. В бортовых зонах впадины разрывы нарушают структуру конвективных ячеек и приводят к линейной ориентировке соляных штоков.

3. Выделены основные морфологические типы положительных и отрицательных соляных структур.

Во внутренней части Прикаспийской впадины основными положительными морфологическими типами соляных структур, образующими кольцевые массивы конвективных ячеек, являются: 1) штоки (диапиры); 2) перемычки; 3) валы (укороченные и значительной протяженности); 4) крупные штоки или купола-гиганты звездчатой формы. Эти формы фиксируются и в моделях. Сочетание их в кольцевых массивах в зонах внутренней части впадины может быть различным (рис. 7).

В бортовых частях впадины выявлены иные морфологические типы положительных соляных структур: 1) пологие поднятия, или «подушки»; 2) линейно-ориентированные штоки; 3) гряды или линейно-вытянутые валы, осложненные вздутиями; 4) перемычки и 5) структуры типа «щит черепахи». Простейшая форма положительных соляных структур — штоки.

Среди отрицательных форм соляных структур выделяются: 1) первичные компенсационные мульды, или межкупольные депрессии; 2) вторичные компенсационные мульды, сопряженные с соляными диапирами второй генерации; 3) вдавленные компенсационные мульды, расположенные в пределах сводов соляных диапиров; 4) надсводовые мульды оседания и 5) межгрядовые прогибы.

4. Морфология локальных соляных структур в разных зонах впадины и типы кольцевых соляных массивов во внутренней ее части зависят от стадии перемещения.

В процессе перемещения соли выделяются, как показали опыты, три основные стадии. Первой стадии замедленного роста в природных условиях отвечают соляные поднятия типа «подушек», которые разделены первичными компенсационными мульдами (юго-восточная часть южной зоны впадины).

Рис. 7. Типы кольцевых соляных массивов в разных зонах внутренней части Прикаспийской впадины (по палеогеологической карте предверхнеплиоценового среза).

А. Прерывистые кольцевые массивы: а — Эмбенская зона, б — Хобдинская зона. Б. Дугообразный кольцевой массив (Центральная зона). В. Почти сплошной кольцевой массив (Центральная зона). Г. Купол-гигант звездчатой формы, расположенный на пересечении ряда прерывистых кольцевых соляных массивов (Центральная зона). Локальные соляные структуры кольцевых массивов: 1 — прованные соляные купола; 2 — скрытопрорванные соляные купола; 3 — соляные перешейки; 4 — грабены в сводовых частях соляных куполов; 5 — первичные компенсационные мульды; 6 — разломы; 7 — купола второй генерации; 8 — вторичные компенсационные мульды; 9 — надсводовые мульды оседания

Во вторую стадию, когда наблюдается ускорение диапиризма в пределах «подушек», происходит внедрение соли вверх, сопровождающееся формированием соляных ядер скрытопрорванного типа; последние характерны для внутренних частей бортовых зон и внутренних зон впадины (Эмбенской, Хобдинской и Центральной).

Во внутренних зонах впадины в эту стадию, по данным палеогеологической карты предверхнеплиоценового среза, наблюдается образование прерывистых кольцевых массивов (см. рис. 7, А, стр. 164).

С третьей стадией связан выход соляных ядер на поверхность и создание карнизов. В Центральной зоне в эту стадию формируются дугообразные и почти сплошные кольцевые массивы (см. рис. 7, Б, В, Г). Отдельные соляные штоки, рас-

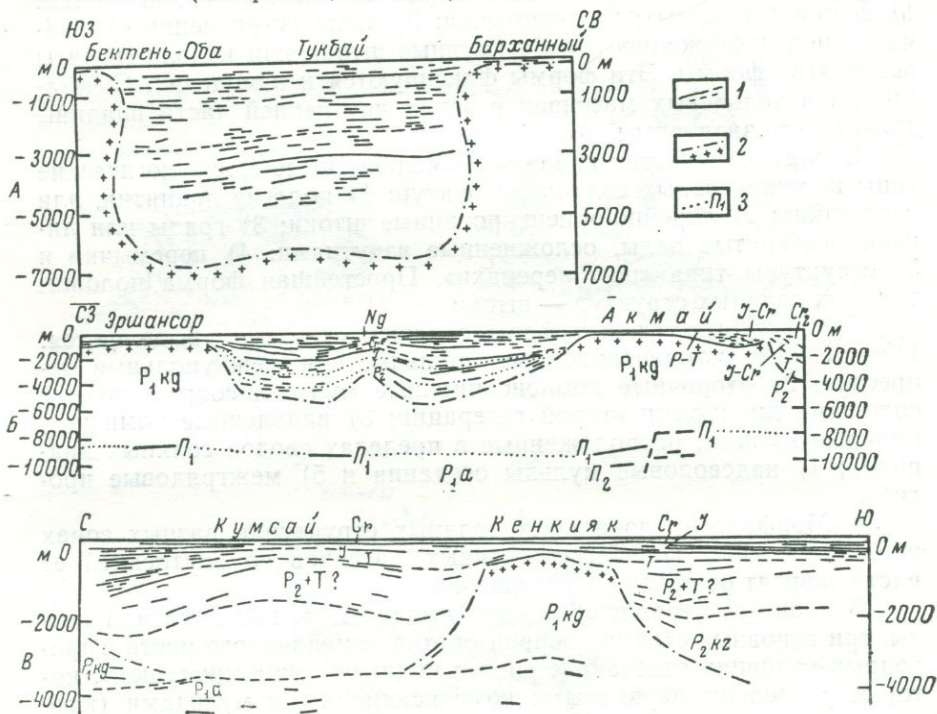


Рис. 8. Типы соляных структур второй генерации (внутрикольцевые) в Прикаспийской впадине и их взаимоотношение с соляными структурами первой генерации. А. Тип пассивного соляного поднятия. Сейсмический разрез через купола Бектень-Оба-Тукбай-Барханный (Центральная зона). Б. Тип скрытопрорванного купола. Геолого-сейсмический разрез через купола Эршансор-Акмай. (Эмбенская зона). В. Тип «щит черепахи». Геолого-сейсмический разрез через купола Кумсай-Кенкияк-Кожиде в прибортовом юго-восточном участке. Условные обозначения: 1 — отражающие горизонты; 2 — предполагаемое положение кровли соли; 3 — предполагаемое положение подошвы соли

положенные на периферии кольцевых массивов, обычно находятся в разных стадиях перемещения. Особенно четко это видно в Центральной зоне, где наряду с прорванными диапирами встречаются и скрытопрорванные. Сопоставление форм соляных структур в различных зонах Прикаспийской впадины, отвечающих разным стадиям одного процесса, дает представление о характере всего процесса перемещения. По данным опытов и в природных условиях устанавливается одинаковая его направленность (см. рис. 1—3, 7).

5. Моделирование позволило выделить в Прикаспийской впадине ряд кинематических типов соляных структур. К одному из них относятся соляные формы внутренней части впадины, связанные с всплыванием соли в пределах конвективных ячеек — соляные структуры кольцевых массивов. Крупные соляные штоки (купола-гиганты) этих кольцевых массивов являются главными (см. рис. 3, 7, Г), под ними в подсолевом ложе фиксируются тектонические разрывы. Остальные соляные структуры кольцевых массивов (соляные штоки, соляные валы, соляные перемычки) — сопутствующие. Они отличаются от главных меньшими размерами и меньшей степенью прорыва надсолевых толщ. Главные и сопутствующие структуры кольцевых массивов являются соляными структурами первой генерации.

Одновременно с формированием скрытопрорванных и прорванных диапиров первой генерации и сопряженных с ними вторичных компенсационных мульд в первичных компенсационных мульдах за счет остатка соли создаются внутрикольцевые глубокопогруженные соляные структуры второй генерации: пассивные соляные поднятия, скрытопрорванные штоки и структуры типа «щит черепахи» (см. рис. 5, 6, 8). Они представляют самостоятельный ряд. Пассивные соляные поднятия при относительно большой первичной мощности соли предшествуют образованию скрытопрорванных штоков второй генерации и при относительно небольшой ее мощности — структур типа «щит черепахи». Эти структуры установлены на сеймопрофилях в виде перегибов в глубоко отражающих горизонтах (рис. 8). В первичных компенсационных мульдах в случае формирования в их пределах скрытопрорванных диапиров второй генерации наблюдается смена нисходящего движения восходящим, или инверсия движения.

Необходимо обратить внимание на иной механизм образования соляных структур второй генерации (внутрикольцевых, по автору), чем это считают П. Д. Паркер и А. Н. Мак-Доуэлл (1957). Соляные структуры второй генерации в понимании Паркера и Мак-Доуэлла соответствуют сопутствующим соляным структурам кольцевых массивов.

К самостоятельному кинематическому типу относятся соляные структуры бортовых зон впадины, которые ориентированы в виде линейных цепочек вдоль разрывов. При образовании этих структур большую роль играют разрывные нарушения в подсолевых породах, облегчающие всплывание соли.

6. Проявление стадий развития неустойчивости зависит от скорости процесса, который, как свидетельствуют опыты, ускоряется с увеличением мощности легких и тяжелых пород и с увеличением разности их плотности. В Прикаспийской впадине эти показатели закономерно увеличиваются от бортов к центральной части. В результате прорванные диапиры первой генерации и скрытопрорванные диапиры второй генерации чаще наблюдаются во внутренних зонах, а соляные «подушки» и структуры типа «щит черепахи» — в бортовых частях.

7. Различные величины мощности легкого материала (соли) или вязкости тяжелого (надсолевых толщ) определяют в опытах и природных условиях два типа сочетания соляных поднятий с разделяющими их депрессиями.

По данным опытов, при малых мощностях легкого материала или небольшой вязкости тяжелого возникают купола с небольшими поперечными сечениями, которые сочетаются с широкими плоскими мульдами. При большей мощности легкого материала или увеличении вязкости тяжелого образуются крупные купола, разделенные узкими глубокими мульдами. В Прикаспийской впадине первое характерно для большей периферической ее части и Хобдинской зоны, второе — для Центральной зоны. В последнем случае вместе с увеличением мощности соли наблюдается возрастание вязкости надсолевых толщ.

8. Поперечные размеры и форма ядер соляных диапиров определяются первичной мощностью соли. На форму ядер оказывает влияние также зрелость процесса перемещения. По форме соляных ядер и по наличию в некоторых случаях у них карнизов, расположенных на разных уровнях, можно судить об истории роста соляных куполов, а по поперечным размерам ядер — о первичной мощности соли.

9. Моделирование и изучение механизма формирования соляных структур путем анализа геолого-геофизических материалов по Прикаспийской впадине позволили составить схему классификации соляных форм этой области. Выделены основные морфологические и кинематические типы соляных структур, указано их размещение по зонам Прикаспийской впадины и намечены соляные структуры, перспективные для поисков нефти и газа.

Наиболее перспективны для нефтегазонакопления во внутренних зонах впадины структуры второй генерации (скрытопрорванные штоки и пассивные соляные поднятия), расположенные в первичных межкупольных мульдах внутри кольцевых массивов, а также соляные перемычки, соединяющие соляные штоки первой генерации в кольцевые массивы. В периферических частях впадины наибольший интерес для поисков нефти и газа представляют соляные «подушки» и структуры типа «щит черепахи». Во всех вышеуказанных структурах сохраняется наибольший объем надсолевых толщ и они слабо нарушены сбросами.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е.-А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия. «Геология нефти и газа», 1959, № 8.
- Айзенштадт Г. Е.-А. и Герштейн Э. И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. ДАН СССР, 1963, т. 151, № 5.
- Айзенштадт Г. Е.-А. и Горфункель М. В. Тектоника и нефтеносность Прикаспийской и Северо-Германской впадин. «Тр. ВНИГНИ», 1965, вып. 246.
- Артюшков Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах. «Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье». Изд-во МГУ, 1964.
- Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1969, вып. 4.
- Волчегурский Л. Ф. Соляные структуры северо-восточной части Прикаспийской впадины и условия их образования. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, чч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. «Деформации пород и тектоника». М., «Наука», 1964.
- Знаменский В. В. и др. Геологическая эффективность МРНП при региональных сейсмических исследованиях в восточной части Прикаспийской впадины. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, № 9.
- Кожевников И. И. Солянокупольная тектоника междуречья Урала и Волги по данным комплексного геологического картирования. «Тр. треста Союзбургаз», 1964, вып. 4.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. «Сов. геология», 1956, сб. 54.
- Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. О структурно-механических свойствах дисперсных и высокомолекулярных систем. «Колл. ж.», 1955, т. 17, № 2.
- Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., «Недра», 1965.
- Осокина Д. Н. Пластические и упругие низкомолекулярные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Паркер П. Д. и Мак-Доуэлл А. Н. Экспериментальное изучение солянокупольной тектоники. «Вопросы экспериментальной тектоники». М., ИЛ, 1957.
- Соловьев Б. А. Тектоническое положение Хобдинского участка в общей структуре Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазосности. Автореф. канд. дисс. М., 1966а.
- Соловьев Б. А. Особенности солянокупольной тектоники в районе среднего течения р. Урала. «Геотектоника», 1966б, № 3.
- Соловьев Б. А., Голов А. А., Кожевников И. И. О морфологии соляных структур центральной части Прикаспийской впадины. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1967, № 2.
- Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазосность. «Мат-лы Второго симпозиума по соляной тектонике в г. Чернигове». Киев, 1969.
- Сычева-Михайлова А. М. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Условия образования и особенности нефтегазосности солянокупольных структур. «Мат-лы Первого симпозиума по соляной тектонике в г. Львов». Киев, 1966.
- Эвентов Я. С. Геологическое строение, нефтеносность и газосность территории северо-западного и северного Прикаспия. Автореф. докт. дисс. М., 1962.
- Biot M. A. Stability of multilayered continua including the effect gravity and viscoelasticity. «J. Franklin Inst.», 1963, vol. 276.

Danes Z. F. Mathematical formulation of salt-dome dynamics. «Geophysics», 1964, vol. 29, No. 3.

Dobrin M. B., Milton B. Some quantitative experiments on a fluid salt-dome model and their geological applications. «Am. geophys. Union Trans.», Sect. tectonophys., 1941, vol. 22, No. 2.

Nettleton L. L. Fluid mechanics of salt-domes. «Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.», 1934, vol. 18, No. 2.

Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. «Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.», 1943, vol. 27, No. 1.

Ode H. and Biot M. A. Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. «Geophysics», 1965, vol. 30, No. 2.

Ramberg H. Experimental study of gravity Tectonics by Means of Centrifuged Models. «Bull. geol. Institutions Univ. of Uppsala», 1963, vol. 42, No. 1—6.

Ramberg H. The Scandinavian Caledonides as studied by Centrifuged Dynamic Models. «Bull. geol. Institution Univ. of Uppsala», 1967, vol. 43.

Ramberg H. Fluid dynamics of layered systems in the fold of gravity or theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. «Phys. Earth and planet. Interiors», 1968, vol. 1, No. 2.

Seling Franz and Wermund E. G. Families of salt-domes in the gulf Coastal Province. «Geophysics», 1966, vol. 31, No. 4.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В последние годы изучению строения метаморфических толщ уделяется все большее внимание. Это естественно, поскольку метаморфические породы являются важным, если не основным компонентом земной коры. Они слагают обширные площади древних щитов, подстилают осадочный чехол платформ, выходят из-под неметаморфизованных комплексов в ядрах крупных положительных структур геосицинальных складчатых систем. Иначе говоря, всюду под вулканогенно-осадочной оболочкой на той или иной глубине обнаруживаются метаморфические образования, которые (вместе с содержащимися в них интрузиями) слагают основную массу земной коры — по крайней мере той ее части, которая лежит над «базальтовым слоем», и, возможно, «базальтового слоя» (Белоусов, 1969). Следует также иметь в виду, что такие распространенные породы, как граниты, часто возникают в результате преобразований ранее существовавших метаморфических пород.

Из сказанного ясно, сколь важно знать, как устроена та наиболее мощная часть земной коры, которая сложена метаморфическими толщами, как она образовалась, какие претерпела изменения, приведшие к ее современному состоянию. Не зная ответов на эти вопросы, нельзя построить сколько-нибудь обоснованной гипотезы, касающейся общих вопросов строения и развития земной коры. В то же время общеизвестно, что существующие в настоящее время геотектонические гипотезы основываются главным образом на изучении строения и развития неметаморфизованных комплексов. Лишь немногие авторы начинают в последнее время обращать внимание на существенную роль процессов, происходящих в метаморфических толщах, в общем геотектоническом развитии, а иногда и видеть в них ключ к пониманию многих закономерностей геотектоники (Белоусов, 1969).

Метаморфические породы неплохо изучены, имеется много данных о химических и физико-химических процессах, приведших к их образованию. Хорошо известны законы, управляющие превращениями одних пород в другие, изучены парагенетические ассоциации минералов разных метаморфических фаций, генетические ряды этих фаций и термодинамические условия их формирования. В то же время широкому кругу геологов мало известно о текто-

нических деформациях, которым подвергались метаморфические толщи, и о характере созданных ими структур. Имеющиеся по этому вопросу мнения весьма противоречивы и, как будет показано ниже, часто далеки от действительности, что тормозит развитие соответствующих областей геологии.

В настоящей статье автор не ставит целью осветить все вопросы тектоники метаморфических комплексов и все вытекающие из них следствия. Более того, даже те вопросы, которые будут затронуты, рассматриваются в основном в плане их постановки и возможных путей решения, так как современный уровень знаний во многих случаях не позволяет пока продвинуться дальше. Тем не менее уже имеющиеся данные, приведенные в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей геологии метаморфических комплексов в самых различных районах земного шара, настоятельно требуют, чтобы некоторые устоявшиеся и ставшие привычными взгляды были пересмотрены и проанализированы в свете новых известных теперь фактов. Опыт многолетних детальных структурных исследований, проведенных автором и его коллегами по Институту физики Земли АН СССР в пределах Балтийского щита и в некоторых других районах Советского Союза, заставляет его энергично отстаивать именно такую точку зрения.

Особенности структуры метаморфических комплексов

Распространено мнение, что метаморфическим комплексам, особенно наиболее древним и глубокометаморфизованным, свойственны простые складчатые структуры, уступающие по уровню интенсивности деформаций структурам палеозойских и более молодых геосинклиналей. При этом сложным мелким складкам, часто наблюдаемым в обнажениях таких толщ, отводится роль незначительных осложнений, не оказывающих существенного влияния на структуру в целом (Фролова, 1955; Сеницын, 1956; Павловский, Марков, 1963). Однако детальные исследования, проведенные в последнее время в разных районах развития метаморфических толщ, убедительно показывают, что образованные ими структуры, наоборот, значительно сложнее, чем структуры в неметаморфизованных толщах (Кремляков, 1963; Кузнецов, 1969б; Куклей, 1968а; Лазарев, 1967; Черноморский, 1964; Эз, 1967а, 1969; Berthelsen, 1960; King, Rast, 1956; Ramsay, 1963; Sutton, Watson, 1959; Turner, Weiss, 1963; Zwart, 1964).

Для структуры метаморфических комплексов типично дисгармоничное строение, широкое развитие тесно сжатых складок, сочетание складок многих порядков, обилие разрывных контактов, наложение складчатостей разного плана и разного возраста, широкое распространение лежачих складок и складок с вертикальными шарнирами, причем все это сочетается со значительной перестройкой структур и текстур самих пород.

В метаморфических толщах преобладают вытянутые складки типа линейных или брахиформных, с упорядоченным расположением шарниров и осевых поверхностей, с равно выраженными антиклиналями и синклиналями, т. е. с полным основанием эту складчатость можно назвать полной, или голоморфной (Белоусов, 1962). Форма поперечного сечения складок разнообразна. Часто резко выражено дисгармоничное строение в мелких формах, видимых в одном обнажении (рис. 1), и в крупных, находящихся свое отражение на геологических картах (рис. 2). Мощность слоев часто сильно различается в разных частях складок, но встречаются и такие слои, которые не меняют существенно своей мощности, в крайнем случае распадаясь на отдельные линзы или блоки.

Сочетание складок нескольких порядков, нередкое и в нематоморфизованных отложениях, весьма типично для метаморфических толщ. В обнажениях можно одновременно видеть складки с амплитудой от нескольких миллиметров до нескольких метров (рис. 1, б), а геологическая съемка позволяет выявить еще несколько порядков складок с амплитудой до километров (рис. 2, а).

И крупные и мелкие одновозрастные складки обладают примерно одинаковой степенью сжатости (рис. 1, б; 2, а) и близким к параллельному расположением как осевых поверхностей, так и шарниров, что вполне естественно, поскольку и те и другие складки образовались при одном и том же плане деформации единой параллельнослоистой толщи. Нередко встречающиеся указания на то, что мелкие складки по степени интенсивности деформаций и пространственной ориентировке принципиально отличаются от более крупных, как будет показано ниже, связаны с тем, что сравниваются складки разного возраста.

Среди складок, встречающихся в метаморфических толщах, особого внимания заслуживают изоклиналильные складки. Почти параллельное расположение крыльев (рис. 1, а) не позволяет обнаружить их по изменению элементов залегания, а осложнение замков более мелкими сильно сжатыми складочками (рис. 1, а) приводит к отсутствию привычного поворота слоев в замке. Поэтому структуру с изоклиналильными складками часто принимают за параллельное залегание слоев. Так как эти складки к тому же часто оказываются лежащими, то такая структура на первый взгляд имеет характер пологого, мало нарушенного залегания.

Формирование тесно сжатых складок сопровождается раздавливанием слоев в крыльях, приводящим к значительному уменьшению их мощности, а при наличии жестких пластов среди более податливых — к образованию структур будинажа. В толщах с меньшей разнородностью механических свойств раздавливание нередко приводит к общему разлинзованию. В одних случаях разлинзование имеет характер пластической деформации, и возникает чередование мест пережимов и раздувов слоев, в других — возникают многочисленные тектонические линзы, отделенные одна от другой поверхностями разрывов.

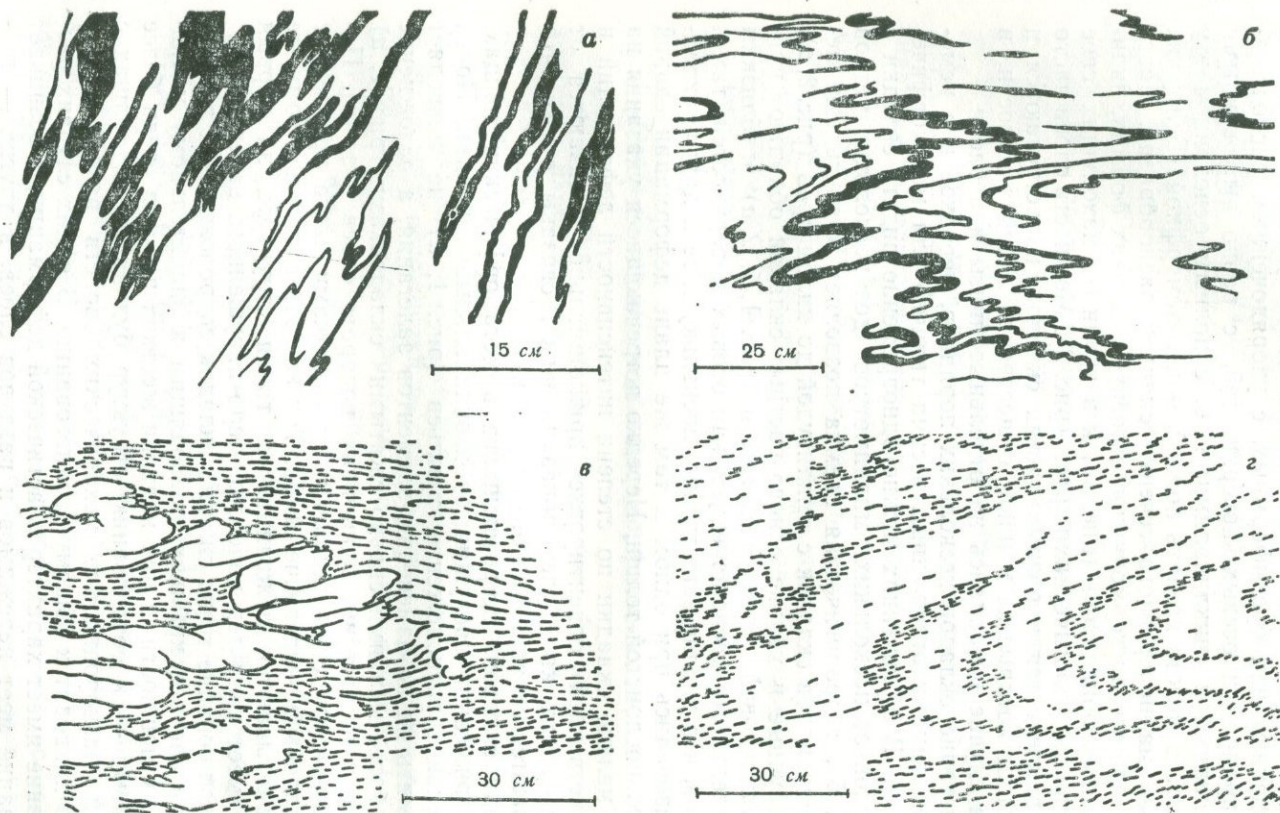


Рис. 1. Мелкие структурные формы в мигматизированных гнейсах (Кольский полуостров, по фотографиям Т. М. Гептнер):
 а — тесно сжатые складки с замками, осложненными мелкими складочками; б — сочетание складок нескольких порядков; в — складки, образованные пегматитовым материалом в гнейсовом субстрате; г — сланцеватость, обусловленная параллельным расположением чешуек слюды

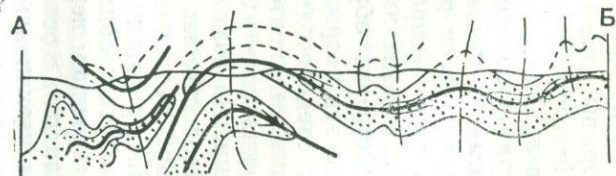
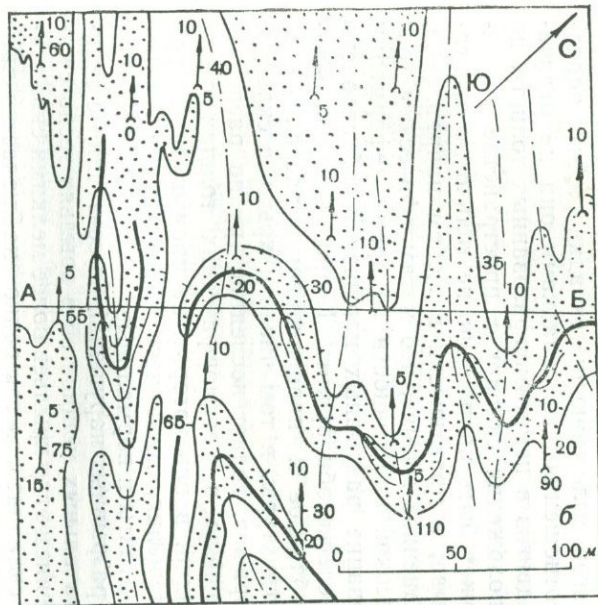
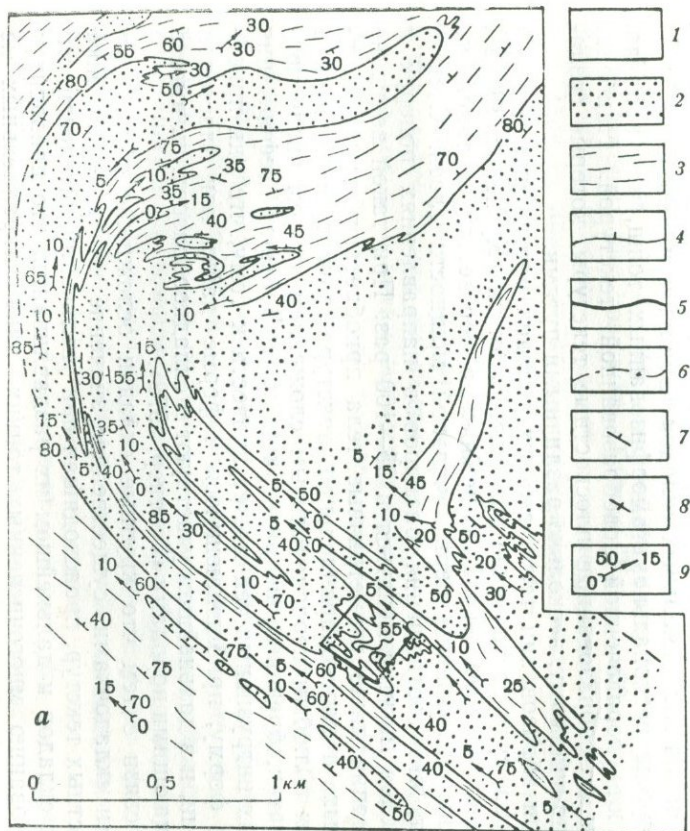


Рис. 2. Наложение складок в беломорском комплексе (Северная Карелия, по Б. И. Кузнецову):

a — геологическая карта района Нигрозера; *б* — часть того же района (выделенная прямоугольником на рис. 2.а) в более крупном масштабе; 1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — простираение сланцеватости в гнейсах; 4 — границы пород, направления и углы их падения; 5 — осевые поверхности ранних складок; 6 — осевые поверхности наложенных складок; 7 — направление и угол падения сланцеватости и полосчатости; 8 — вертикальная сланцеватость и полосчатость; 9 — направление и угол погружения шарниров складок (стрелка) и осевых поверхностей складок (черточка), с противоположной стороны от стрелки — угол между крыльями складок

Помимо разрывов, связанных с разлинзованием, многочисленны разрывы типа надвигов, осложняющие складки разных порядков. По своим взаимоотношениям со складками они не отличаются в принципе от надвигов в неметаморфизованных толщах, но из-за разнообразного положения складок в пространстве смещение висячего крыла может быть направлено не только по восставанию поверхности разрыва, а практически в любом направлении.

Широко распространенное мнение, что метаморфическим толщам вследствие их высокой пластичности во время деформации не свойственно образование разрывных нарушений, обусловлено тем, что эти разрывы нелегко обнаружить. Тесная сжатость складок и, следовательно, близкое к параллельному расположению различных элементов структуры, в том числе и крыльев складок, и осложняющих их разрывов, делает последние трудно распознаваемыми. На самом же деле в метаморфических толщах очень мало геологических границ, вдоль которых не произошли бы той или иной величины смещения, из-за чего часто трудно бывает разделить разрывные контакты и нормальные.

Благодаря обилию разрывных нарушений в сочетании с сильным изменением первоначальных мощностей в крыльях тесно сжатых складок и с осложнением этих крыльев более мелкими складками, при изоклиальной складчатости так редко наблюдается правильное повторение одних и тех же слоев в крыльях складки. Отсутствие такого повторения нередко приводится как довод против существования изоклиальных складок (Завалишин, 1962).

Породы региональнометаморфизованных толщ, как правило, обладают упорядоченной новообразованной текстурой. Наиболее обычны новообразованные плоскостные текстуры, которые создаются, по-видимому, несколькими различными путями.

При образовании тесно сжатых складок растяжение слоев в 5—10 раз, судя по величине разобщения будин (Кузнецов, 1969а), не является редкостью. Ему неизбежно соответствует такой же величины уменьшение первоначальной мощности слоев. Отсюда следует, что соотношения размеров в направлениях поперек и вдоль слоя могут изменяться в 25—100 раз. При такой величине деформации даже изометричные тела приобретают вид пластобразных, и плоскопараллельная текстура может возникнуть в породах с любым первоначальным сложением (в том числе конгломератах, брекчиях, пегматитах и др.). Большая деформация крупных интрузивных тел может привести к тому, что они приобретают форму, приближающуюся к форме дайки или пластовой интрузии, и в дальнейшем участвуют в складкообразовании вместе с вмещающими породами (Гептнер, 1972).

В связи с тем что крупные складки осложнены обильными мелкими складочками, существенное значение имеет перестройка плоскостных текстур, происходящая при увеличении интенсивности мелких складок и дальнейшем их раздавливании, что приводит к формированию многочисленных тонких линз, параллельных не

первоначальному, доскладчатому положению слоистости, а осевым поверхностям складок.

Наиболее обычной плоскостной текстурой метаморфических пород является кристаллизационная сланцеватость и развивающаяся вдоль нее метаморфическая или мигматитовая полосчатость. Судя по наблюдениям многочисленных исследователей, сланцеватость, как и кливаж, ориентируется более или менее параллельно осевым поверхностям складок (см. рис. 1, з), при формировании которых она возникает. Мнение, что сланцеватости в отличие от кливажа может развиваться параллельно слоистости (Fourmarier, 1953), по-видимому, возникло в связи с тем, что в тесно сжатых складках крылья практически параллельны осевым поверхностям. При этом сланцеватость и слоистость в большинстве обнажений оказываются взаимно параллельными, и только в замках складок можно заметить секущий характер сланцеватости. Развитие хорошо выраженных новообразованных текстур может сильно затушевывать, вплоть до полной нераспознаваемости, первичные текстуры пород.

Нередко в метаморфических толщах хорошо выражены линейные текстуры. В одних случаях они связаны с упорядоченным расположением линейно-вытянутых зерен или агрегатов зерен, в других — это тонкие штрихи, желобки, мелкая гофрировка на смятых в складки поверхностях. Относительно закономерностей расположения линейных текстур существует много разногласий, но большинство данных говорят о том, что линейные текстуры ориентируются параллельно шарнирам тех складок, при образовании которых они возникли (Turner, Weiss, 1963), и иное положение их в складках связано с последующими деформациями.

Одна из наиболее ярких особенностей тектоники метаморфических толщ, с незнанием которой связано даже больше недопониманий, чем с неумением увидеть изоклинальные складки — это наложение складчатостей разного плана. Явление это редко встречается в неметаморфизованных толщах и никогда не имеет в них такого яркого выражения, как в толщах метаморфических.

Поскольку в метаморфических породах возникает параллельная осевым поверхностям складок сланцеватость и другие новообразованные плоскостные текстуры, в них тем самым создаются новые поверхности облегченного скольжения. Часто они более четко проявлены, чем залеченные процессами метаморфического минералообразования и нарушенные тектоническими деформациями поверхности первичной слоистости. Естественно, что если деформирующие воздействия окажутся соответственным образом ориентированными по отношению к этим новообразованным поверхностям, именно эти поверхности будут играть ведущую роль в ходе дальнейшей деформации, сминаясь в складки совершенно так же, как раньше сминалась первичная слоистость.

Таким образом, главным признаком того, что мы имеем дело не с первыми, а с наложенными складками, является то, что в эти

складки изогнута сланцеватость. Иначе говоря, в закономерную систему складок оказываются изогнутыми осевые поверхности ранее существовавших складок. При этом, конечно, новые складчатые изгибы приобретают и границы первичных слоев, которые оказываются, таким образом, смятыми дважды (см. рис. 2, б).

Поскольку и в новых складках возникает своя сланцеватость (иногда целиком сменяющая более раннюю), т. е. возникают новые поверхности обгеченного скольжения, то тем самым создаются предпосылки для образования, при благоприятных условиях, наложенной складчатости третьей генерации и т. д. Разнообразие пространственной ориентировки складок, иногда столь поражающее при изучении метаморфических толщ, связано именно с таким последовательным наложением складок разного плана. Закономерное изгибание в складках линейных текстур также говорит о том, что эти текстуры более ранние по отношению к данным складкам и связаны с предшествующими деформациями.

Известны примеры, когда формирование наложенных складок происходило и без возникновения новых плоскостных текстур в связи с первой складчатостью, что указывает на более раннее изменение плана деформаций, но такой вариант наложения складчатостей имеет подчиненное значение.

Так как самые первые складки в общем случае возникают из горизонтально наслоенных толщ, то, естественно, они, в принципе, прямые, хотя могут быть наклонены в ту или другую сторону, а шарниры их пологие. Соответственно и связанная с ними сланцеватость будет в основном крутопадающей. В зависимости от направления последующих воздействий эта сланцеватость в дальнейшем может изгибаться либо в складки с вертикальными шарнирами и крутыми осевыми поверхностями (с одновременным изгибанием в плане шарниров более ранних складок), либо в складки с пологими шарнирами и осевыми поверхностями, близкими к горизонтальным. В первом случае наибольшая составляющая сжатия, направленная вдоль сланцеватости, располагается горизонтально, а во втором — вертикально (разумеется, возможны и различные промежуточные положения). Именно с этим, по-видимому, связано широкое распространение в метаморфических толщах лежачих складок и складок с вертикальными шарнирами, столь редких в неметаморфизованных отложениях.

При образовании новых складок неизбежно меняется и форма более ранних складок, которые, вследствие уменьшения мощности на крыльях поздних складок, становятся все более и более тесно сжатыми. Из этого ясно, почему более поздние складки оказываются более простыми и почему они в большинстве случаев наложены на складки, близкие к изоклиналим. Наиболее часто удается видеть наложение прямых или слабо наклоненных складок разной степени сжатости на лежачие изоклиналильные складки.

Геологическим картированием обычно выявляются только самые последние, наиболее простые складки (Эз, 19676), и это вы-

зывает естественное недоумение, откуда взялись сложные мелкие складки, встречающиеся иногда в обнажениях и не имеющие никакого отношения к крупным складкам. Анализ пространственной ориентировки таких мелких складок показывает, что они сформировались до видимых крупных складок и участвуют в них. Более детальное и тщательное картирование обычно дает возможность выявить и крупные ранние складки, с которыми эти мелкие складки связаны вполне закономерно.

Возникает вопрос, обязательно ли наложение складчатостей существует во всех метаморфических толщах или есть места, где оно отсутствует? От ответа на него зависит решение более общего вопроса о происхождении этого явления. Из литературных данных можно понять, что наложение складчатостей происходило далеко не всюду. Но к такому выводу надо подходить осторожно. История изучения метаморфических комплексов на примере очень многих районов показывает, что там, где сначала видели только одну, притом весьма простую, складчатость дальнейшими более тщательными исследованиями обнаруживалось несколько складчатостей. Следовательно, к таким данным мы обязаны относиться критически (особенно в тех случаях, когда говорится, что в единственную систему складок изогнуты текстуры, имеющие вторичное происхождение), поскольку они чаще всего обусловлены недостаточной детальностью наблюдений или отсутствием соответствующих знаний и опыта у исследователя. Приходится признать, что надежные факты, отвечающие на этот вопрос, пока неизвестны.

Если образование первых складок протекает вместе с метаморфизмом (что в общем случае не обязательно) и, следовательно, с образованием новых плоскостных текстур, то создаются благоприятные предпосылки для возникновения в дальнейшем складок нового плана. Но эти возможности могут и не реализоваться — все зависит от хода дальнейшего тектонического развития района и, по-видимому, не должно зависеть от уровня метаморфизма и возраста пород.

Приблизительно намечается закономерность, что в общем чем древнее и чем глубже метаморфизованы породы, тем больше в них обнаруживается наложенных складчатостей. Трудно сказать, действительно ли условия глубокого метаморфизма особенно благоприятствовали развитию этого явления, или имеет значение только более древний возраст. С другой стороны, возникает вопрос, с чем связана большая сложность структурного развития древних образований: с особенностями тектонического режима этого времени или с тем, что древние толщи просто пережили много тектонических событий и запечатлели их следы в своей структуре? Если полагать, что большая степень метаморфизма соответствует большим глубинам, то для того, чтобы глубоко метаморфизованные породы оказались потом на поверхности, нужно более длительное время, и соответственно выше вероятность, что за это время они подвергнутся новым тектоническим преобразо-

ваниям. Известны примеры, когда наложение новых складок заведомо связано именно с процессами следующего тектонического цикла. При этом, если тектонические процессы сопровождались метаморфическими, одновременно происходила и переработка пород (прогрессивный метаморфизм или диафторез).

В метаморфических толщах очень широко распространены лежащие изоклинальные складки. Области их заведомого распространения протягиваются на сотни километров. Кроме того, даже там, где последние складки прямые или крутопадающие, часто есть основания полагать, что они наложены на ранее существовавшие лежащие складки. Многие авторы считают, что лежащие складки вообще типичны для глубоких зон земной коры, в отличие от поверхностных, где складки в основе вертикальны (Michot, 1956; Sitter, Zwart, 1960). Таким образом, практически повсюду на том или ином этапе в метаморфических толщах развивались эти своеобразные структуры, в общем не свойственные толщам неметаморфизованным.

Проблема образования лежащих складок метаморфических толщ может иметь нечто общее с проблемой происхождения покровов. Хотя покровы и считаются специфически поверхностными образованиями, однако детали их строения иногда во многом сходны со строением лежащих складок в метаморфических толщах. Кроме того, многие покровы сами сложены метаморфическими толщами.

Хотя лежащие изоклинальные складки несут все черты складок продольного изгиба, но только очень сильно сжатых, однако никакой степенью сжатия первично горизонтальных толщ объяснить их формирование нельзя. Можно высказать два предположения о том, как возникают лежащие складки. Одно из них состоит в том, что горизонтально наслоенные толщи подвергались таким воздействиям, при которых складки по мере возрастания степени сжатия наклонялись все время в одну сторону; пока не приняли практически лежащего положения. Иначе говоря, сминаемые объемы пород должны были испытывать не только горизонтальное сжатие, но и значительные сдвиговые деформации со смещением верхних частей относительно нижних, с углом сдвига, приближающимся к 90° . Продолжающееся в прежнем направлении горизонтальное сжатие неизбежно должно было вызвать изгибание таких лежащих складок с образованием новой, наложенной складчатости.

Величина смещений при этом должна быть очень велика. Так, чтобы в 5-километровой толще средний угол падения осевых поверхностей складок выположился до 10° (что уже почти неотличимо от горизонтального положения), относительные смещения ее верхних и нижних частей должны быть около 30 км. Мы не знаем, какие тектонические процессы могли вызвать подобные деформации, притом одновременно на больших площадях. Для решения этого вопроса важно знать, как было направлено опрокидывание

этих складок. Было ли оно одинаково на большой площади — тогда это говорило бы о больших однообразных смещениях верхних частей земной коры относительно нижних. Или, наоборот, опрокидывание происходило в разные стороны от каких-то центров (или к этим центрам) — тогда можно было бы говорить о связи их, например, с возникновением в метаморфических толщах куполовидных поднятий, верхние части которых расползаются в стороны (Ramberg, 1968). Однако пока структура ни одной сколь угодно обширной области развития метаморфических толщ не изучена с достаточной детальностью и достоверностью, чтобы можно было с уверенностью отвечать на эти вопросы.

Другое предположение основывается на том, что лежащие складки совсем не обязательно были первыми складками. Возникновение при первой складчатости вертикальных или крутопадающих тектур создает предпосылки для создания в дальнейшем лежащих складок. Для этого уже не нужно больших смещений верхних частей сминаемой толщи относительно нижней, но необходимо значительное уменьшение вертикальных размеров (примерно в десять раз, чтобы получились складки с углами между крыльями около 10°) и соответствующее растяжение в горизонтальном направлении, перпендикулярном изгибающимся текстурам. Чтобы таким путем образовался 5-километровый пакет лежащих изогнутых складок (а это, по-видимому, вполне реальная цифра), надо, чтобы вертикальная мощность исходного материала (системы вертикально стоящих складок) составляла около 50 км, т. е. больше мощности всей земной коры. При этом для возникновения складок в зоне шириной 200 км надо, чтобы до этой величины растянулся (расползался) объем пород с первоначальной шириной всего в 20 км.

Расчеты эти, конечно, приблизительные, но они настораживают малой реальностью получающихся цифр. Для полного использования возможности этого способа образования лежащих складок также не хватает фактического материала, который позволил бы ответить, например, на вопрос, — а происходило ли образование лежащих складок одновременно на большой площади при одинаковой ориентировке плана деформаций, или оно протекало совсем иначе, поочередно захватывая сравнительно небольшие объемы, с одновременным формированием в соседних объемах структур совершенно другого типа. Предположение об образовании лежащих складок в условиях вертикального сжатия может иметь отношение к вопросу о положении и структуре тех подвергающихся горизонтальному растяжению участков земной коры, которые, казалось бы, должны сопровождать во времени и пространстве участки, испытывающие горизонтальное сжатие в процессе складкообразования.

Рассмотренные особенности структуры метаморфических толщ показывают, что земная кора на тех уровнях, на которых происходили процессы регионального метаморфизма, на некоторой ста-

дии развития, соответствующей по времени протеканию этих процессов, испытала очень большие деформации, в основном складчатого характера. Сформировавшаяся при этом складчатая структура принципиально не отличается от складчатой структуры неметаморфизованных толщ в том отношении, что она также представляет собой ритмичное чередование противоположно направленных изгибов с закономерной ориентировкой шарниров и осевых поверхностей. Преимущественно линейный характер складок, присутствие в них слоев и пачек с неизменной мощностью в разных частях складок, увеличение разницы в мощности слоев на крыльях и в замках с ростом степени сжатости складок, сгуживание материала отдельных слоев и пачек в замках складок с образованием более мелких дополнительных складочек, приблизительно параллельное расположение как шарниров, так и осевых поверхностей складок, возникших в одно время и в одинаковых условиях — все это заставляет считать преобладающий тип складок складками продольного сжатия.

Учитывая, что такие складки развиты в метаморфических толщах разных тектонических зон и разного возраста, т. е. практически повсюду, мы должны признать, что почти вся земная кора (вся ее часть, сложенная метаморфическими толщами, плюс значительная часть неметаморфизованных толщ складчатых областей) заполнена складками продольного сжатия. Следовательно, каким бы локальным ни был процесс образования таких складок, а в конце концов он захватил почти все вещество земной коры. Впрочем, это вполне естественно, так как такие складки возникают практически во всех случаях, когда материал с параллельно-плоскостным строением оказывается в таких условиях воздействий, когда составляющая сжатия, действующая вдоль поверхностей раздела, больше, чем в перпендикулярном направлении (из этого не следует, что до или после такой складчатости в тех же объемах земной коры не развивались и складчатые структуры другого типа).

Интенсивность деформаций в зонах метаморфизма была во много раз выше, чем наблюдаемая на более высоких уровнях, где породы остались неметаморфизованными. Это позволяет утверждать, что, во-первых, складчатость не представляет собой специфическое приповерхностное образование в земной коре, а, наоборот, в еще большей степени свойственна ее глубоким зонам, а, во-вторых, причины тектонических деформаций, приводящих к складкообразованию, следует искать во внутренних частях Земли, а не близ поверхности (или даже, как предполагается некоторыми гипотезами, вне нашей планеты).

Тектонические процессы и метаморфизм

Взаимоотношения тектонических и метаморфических процессов могут рассматриваться в двух планах: 1) соотношения между тектоническими деформациями данного объема горных пород и

происходящими в нем метаморфическими преобразованиями и 2) место метаморфических процессов в общем ходе геотектонического развития. Мы остановимся в основном на первом вопросе, как имеющем непосредственное отношение к рассмотренным особенностям тектоники метаморфических толщ и в значительной мере определяющем и решение второго вопроса.

Современные теории предполагают основной причиной метаморфизма не погружение пород в результате осадконакопления в область повышенных температур и давлений, как считалось ранее, а аномально высокий тепловой поток, связанный с процессами, происходящими на больших глубинах (Винклер, 1969; Маракушев, 1965; Саттон, 1967; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Предполагается, что проникновение этого потока в земную кору в общем отвечает времени интенсивных тектонических деформаций, завершающих развитие геосинклинальных систем. Однако более детально взаимоотношения тектонических и метаморфических процессов практически не рассматриваются и роль тектонических деформаций в формировании метаморфических пород по существу не учитывается.

Например, Дж. Саттон (1967) считает основным фактором метаморфизма только тепловой поток, а тектонические деформации относит к явлениям второстепенным и необязательным. Отрицать роль повышения температуры при метаморфических процессах, конечно, нельзя, так как высокие температуры образования метаморфических минералов доказаны экспериментально. Но это еще не означает малой роли тектонических воздействий. Не случайно метаморфические толщи всегда интенсивно дислоцированы. Часто приводимое в качестве аргумента против связи метаморфизма со складкообразованием несоответствие изоград метаморфизма с простиранием складок не является доказательством: если на карте складчатой структуры провести линии равной интенсивности складчатости, они тоже не совпадут с простиранием складок, поскольку интенсивность складкообразовательных процессов меняется вдоль простирания складчатой системы. Кроме того, учитывая распространенное наложение складчатостей, всегда возникает вопрос — структуры какой именно генерации пересекают эти изограды — те, с которыми связан изучавшийся метаморфизм, или более поздние, наложенные? Не убедительно и отсутствие прямой зависимости между степенью метаморфизма и глубиной (Саттон, 1967), так как глубина определяет лишь всестороннее давление, а не величину тектонических воздействий.

Одной из главных особенностей регионально метаморфизованных пород является возникновение новых упорядоченных текстур¹.

¹ Имеются в виду породы наиболее обычной серии метаморфических фаций типа Барроу и близкие к ним. Возможно, что в породах цеолитовой фации и фации глаукофановых сланцев (которых мы не касаемся из-за их малой изученности) процессы протекали иначе, так как есть сведения, что в них упорядоченные текстуры не обязательны (Винклер, 1969).

Оно не могло быть вызвано одним лишь повышением температуры и всестороннего равномерного давления и его всегда связывали с направленным давлением, возникающим в породах, подвергающихся метаморфизму. Механизм приобретения минералами упорядоченной ориентировки под действием такого давления объясняется различно, и вопрос этот пока нельзя считать решенным. Мы же обратим внимание на другую сторону этого явления — чем поддерживается такое ориентированное давление.

Поскольку модули упругости минералов метаморфических пород даже при температурах метаморфических процессов остаются очень высокими, большие давления и соответственно большие напряжения создаются уже при совершенно ничтожных упругих деформациях, измеряемых малыми долями процента. Очень небольшой перестройки кристаллической решетки, следы которой невозможно уловить существующими методами исследований, достаточно для релаксации этих напряжений и перехода пород в условия равномерного всестороннего сжатия. Для того чтобы произошла заметная перестройка текстуры, разность давлений в разных направлениях должна была длительное время чем-то поддерживаться. Иначе говоря, в течение всего времени перестройки текстуры порода должна была испытывать деформирующие воздействия и продолжать деформироваться. Перестройка текстуры могла происходить только в такой мере, в какой это вызывалось величиной деформации.

Как было показано выше, новообразованные упорядоченные текстуры совершенно закономерно связаны со складками, в ходе формирования которых они и возникают. Отсюда неизбежен вывод, что все метаморфические процессы, приводящие к формированию закономерно расположенных минералов, протекали совместно со складкообразованием. Вывод этот совершенно естествен, поскольку все регионально метаморфизованные породы подвергались интенсивной складчатости. Некоторые авторы отмечают даже прямую зависимость между интенсивностью складчатости и степенью метаморфизма. (Черноморский, 1964). Не случайно также многие исследователи обнаруживают связь образования разных метаморфических минералов с разными этапами деформации.

Вышеизложенные соображения приводят к заключению, что к числу основных факторов регионального метаморфизма наряду с тепловым потоком мы должны отнести и тектонические процессы. С равным правом можно поставить и иной вопрос: не связано ли повышение температуры, необходимое для метаморфических процессов, в значительной мере с выделением тепла при тектонических деформациях? То, что складкообразование далеко не всегда сопровождается метаморфическими процессами, легко объяснить и разной глубиной складкообразования (на меньших глубинах тепло удаляется быстрее и необходимого нагревания не происходит), и разной скоростью деформации. Настаивать на

таким объяснении, конечно, нельзя, но и исключать его полностью тоже едва ли возможно².

Что же касается давления, необходимого для протекания метаморфических процессов, то оно если и не целиком, то во всяком случае в значительной степени обусловлено именно тектоническими воздействиями. Отсюда следует, что, опираясь на экспериментальные данные о соотношениях температур и давлений, обеспечивающих те или иные парагенезисы метаморфических минералов, нельзя безошибочно вычислять ни глубину протекания процессов метаморфизма, ни величину геотермического градиента, поскольку тектоническое давление не находится в прямой зависимости от глубины.

Характер структур, свойственных метаморфическим толщам, свидетельствует о больших деформациях, и это часто дает основание говорить о высокой пластичности слагающих их пород. Однако сами по себе метаморфические породы не пластичнее пород неметаморфизованных. Их высокая податливость деформациям проявлялась лишь в процессе метаморфизма. Судя по имеющимся данным об изменении пластичности с температурой, едва ли эта податливость была в чисто физическом смысле связана с повышением температуры. Учитывая, что степень деформированности минеральных зерен в метаморфических породах значительно уступает степени деформированности пород в целом, можно утверждать, что необходимое для больших деформаций перераспределение вещества происходило не механическим путем, а в ходе химических и физико-химических процессов, приводивших к перекристаллизации. Здесь мы опять видим тесную связь метаморфических процессов с тектоническими деформациями.

До сих пор шла речь о связи тектонических деформаций и метаморфизма. Уместно поставить такой же вопрос и относительно ультраметаморфизма, т. е. мигматизации и гранитизации. Надежных данных о структурах, образованных полностью гранитизированными породами, практически нет по той причине, что эти структуры трудно изучать. Гораздо больше сведений о мигматитах, в которых гранитный материал составляет лишь их часть, располагаясь между участками, сложенными гнейсами или иными метаморфическими породами.

Широко известны сложные, иногда весьма причудливые складки полосчатых мигматитов, нередко классифицируемые как складки течения. Принято считать, что сложный характер структуры мигматизированных толщ связан с тем, что содержащийся в них

² У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген (1962), ссылаясь на данные Ж. Гогеля, полагают, что возможное количество тепла, выделяющегося при тектонических деформациях, по крайней мере на порядок меньше того, которое необходимо для протекания глубокого метаморфизма и гранитизации. Против этого можно возразить, что принятая при расчете величина деформации (18%) тоже по крайней мере на порядок меньше обычных величин деформаций в метаморфических толщах.

гранитный материал был в расплавленном или полурасплавленном состоянии, чем увеличивалась общая податливость толщ. Существует даже мнение, что формирование структуры мигматитов происходило после складкообразования в результате течения, которое было связано с переходом пород «в иное физическое состояние, при котором они способны к деформациям при малых напряжениях» (Судовиков, 1964б). Здесь уместно напомнить, что степень деформации определяется не величиной напряжения, а степенью изменения формы того объема горных пород, в котором, как предполагается, происходило «течение» (если, разумеется, источники этой деформации не заключены в пределах рассматриваемого объема).

Более существенно, однако, другое, а именно, что гранитные полосы в складчатой структуре мигматитов большей частью ведут себя как тела относительно более жесткие, чем гнейсовый субстрат: их мощность меньше меняется в разных частях складок, а при образовании ими изоклинальных складок гнейсовый материал часто полностью выжимается из ядер (см. рис. 1в). Данные об обратных соотношениях встречаются очень редко. Это позволяет утверждать, что во время формирования таких складок материал гранитных полос не был расплавленным или полурасплавленным, и сложность видимой сейчас структуры толщ мигматитов не имеет отношения к процессам плавления.

Весьма вероятно, что большая сложность структуры мигматитовых толщ по сравнению, например, с гнейсовыми толщами вообще является лишь кажущейся и связана с тем, что в мигматитах, благодаря их отчетливо полосчатому строению, складчатая структура попросту лучше видна, а благодаря большей контрастности механических свойств слагающего материала ярче проявляется дисгармоничное строение, всегда придающее складчатой структуре видимость большей сложности и интенсивности. Не исключена возможность и обратных соотношений: чем интенсивнее была складчатость, тем легче протекала мигматизация.

В связи со сказанным возникает вопрос, а связана ли вообще мигматизация с появлением в породах жидкой или полужидкой фазы? Не берясь за решение этого вопроса в рамках данной статьи, отметим два обстоятельства. Во-первых, нельзя связывать образование тонкополосчатых мигматитов на сколько-нибудь значительной площади с внедрением гранитного материала извне. Этот процесс механически мало вероятен: естественнее было бы ожидать формирования отдельных крупных тел типа жил, даек и т. п. Речь может идти лишь о селективном плавлении на месте. Во-вторых, отмечено, что в мигматитах веретенообразные агрегаты кварца и полевого шпата часто обнаруживают вытянутость вдоль шарниров складок самой ранней генерации, что говорит об одновременности мигматизации с этой складчатостью (Ramsay, 1958). Сопоставив это с отмеченной выше относительно большей жесткостью кварц-полевошпатового материала при обра-

зовании складок, мы приходим к заключению, что мигматизация шла (или, по крайней мере, в каких-то случаях могла идти) без появления жидкой фазы.

Можно было бы усомниться в этих выводах, предположив, что во многих случаях мигматизация была связана со значительно более ранними этапами деформации, чем наблюдаемые складки, и ко времени складкообразования гранитный материал успел затвердеть. По отношению ко многим складкам мигматизация действительно является более ранней. Но, например, на Балтийском щите было не менее двух этапов мигматизации (Судовиков, 1964а; Глебовицкий, 1969), причем можно наблюдать самые ранние стадии зарождения мигматизации, а поведение кварц-полевошпатовых полос в складках во всех случаях остается одинаковым.

Частая приуроченность мигматитов к развивающейся вдоль осевых поверхностей складок сланцеватости и возможность наблюдать мигматитообразование в складках разных генераций (Глебовицкий, 1969; Куклей, 1968б) наводят на мысль, что мигматообразование могло при наличии благоприятных температурных и иных условий происходить на любой стадии, когда условия тектонических деформаций создавали возможность раскрытия потенциальных трещин и иных поверхностей раздела, где и концентрировался кварц-полевошпатовый материал.

Хотя состав выделяющегося при мигматизации материала соответствует эвтектическому, видимо, его обособление могло происходить и иным путем, кроме выплавления. Из этого следует, что при оценке температур процессов мигматизации нельзя безоговорочно опираться на температуру плавления гранитной эвтектики. С этим предположением согласуются также и данные о проявлениях региональной мигматизации в метаморфических породах не только амфиболитовой фации, но и в более низкотемпературных. С наименьшим основанием можно поставить другой вопрос: не является ли само выделение в мигматитах материала, по составу соответствующего эвтектическому, причиной того, что в случае достижения необходимой температуры из них начнется выплавление гранитной магмы (Кинг, 1967).

Сейчас ясно, что региональный метаморфизм и ультраметаморфизм сочетаются с тектоническими деформациями, а именно с образованием складчатости. Место и время складкообразования в ходе геотектонического развития достаточно хорошо известно. Однако здесь возникают серьезные противоречия, которые пока не нашли своего разрешения. Во-первых, складкообразование в нормальном развитии геосинклинали приводит к формированию складчатости, грубо говоря, одного плана, а в метаморфических толщах обычным является наложение складчатостей разного плана. Возникает вопрос: что это — результат наложения процессов, протекавших в разных геотектонических циклах, или не объясненная пока специфика протекания складкообразования в метаморфических толщах в пределах одного цикла?

Во-вторых, имеются данные о длительном закономерном развитии процессов метаморфизма, составляющих сложный метаморфический цикл (Глебовицкий, 1969). В этот цикл входят разные этапы метаморфических превращений, которые увязываются с разными стадиями тектонических деформаций, с разными этапами складчатости. В связи с этим, предполагая единство всех процессов развития геосинклинали, естественно было бы связать метаморфический цикл с тектоническим (приняв, таким образом, что разные этапы формирования складчатости, несмотря на различие планов деформации, относятся к одной эпохе складкообразования). Однако это противоречит данным об абсолютном возрасте, согласно которым длительность метаморфических процессов значительно превышает длительность эпох складкообразования (Саттон, 1967). Очевидно, что здесь еще много вопросов, требующих разрешения, и было бы преждевременным пытаться дать на них ответ без проведения соответствующих целенаправленных исследований.

Особенности методики и дальнейшие задачи исследований

Недостаток фактического материала, с которым мы постоянно сталкиваемся при рассмотрении тектоники метаморфических комплексов и попытках интерпретации ее общегеологического значения, связан не только с их недостаточной изученностью, но и со спецификой самого объекта изучения, которая сильно влияет на методику исследований и обуславливает существенно иной характер информации, чем та, которую мы получаем при изучении структур в неметаморфизованных комплексах.

При изучении метаморфических толщ очень трудно выяснить ряд существенных и в то же время обычных для геотектонического анализа вопросов. Так, весьма трудно, а подчас и невозможно, определить первоначальную мощность, первичный характер пород и их стратиграфическую последовательность, что уменьшает возможность применения такого важного метода геотектонических исследований, как анализ фаций и мощностей отложений. Большей частью, будучи применен к материалу, к которому его по существу нельзя применять, он приводит к глубоко ошибочным выводам. С другой стороны, попытки восстановить первичный характер отложений неизбежно влекут за собой необходимость решения ряда новых, не возникавших ранее вопросов, как например, методы корреляции разрезов в условиях глубокого метаморфизма и сложной тектонической переработки.

Помимо того, ввиду значительной глубины протекания интересующих нас процессов, очень невелика возможность обнаружить синхронные этим процессам отложения, в которых как-то отразились следы соответствующих тектонических движений: либо мы

видим сохранившиеся осадки, по которым можем реставрировать историю развития, но не знаем, что произошло с веществом на глубине, либо материал этих глубинных зон в ходе поднятия выведен на поверхность, но тогда нужные нам отложения оказываются уничтоженными эрозией. В связи с этим очень трудно сопоставлять, например, метаморфическую историю с историей тектонических событий в том виде, в каком это обычно принято в геотектонике. В лучшем случае удается связать метаморфические процессы с историей тектонических деформаций именно того материала, который подвергался метаморфизму. Но и эта история выявляется далеко не полностью, так как часто последующие процессы стирают все следы процессов более ранних. Специфична также и методика изучения структуры метаморфических толщ в ходе геологической съемки, но мы не будем здесь на ней останавливаться, так как этот вопрос ранее был специально рассмотрен автором (Эз, 1967б).

Совершенно очевидно, что большая роль изучения строения метаморфических толщ в познании общих закономерностей строения и развития земной коры заставляет со всей серьезностью отнестись к расширению исследований в этой области, направленных на решение наиболее важных и неотложных задач. К числу последних следует отнести:

1. Надежное установление места и времени метаморфических и ультраметаморфических процессов в общем ходе геотектонического развития, совместное изучение метаморфических и тектонических процессов, в первую очередь там, где одновременно применимы методы, свойственные обеим этим областям геологии, т. е. в зонах относительно слабого метаморфизма.

2. Исследование процесса тектонических деформаций в макромасштабе, для чего в первую очередь необходимо выявить соотношения мелких структур с крупными, т. е. изучить строение достаточно больших объемов земной коры, для которых характерно не однообразное заполнение пространства складками, а, наоборот, различие в строении и истории деформаций их отдельных частей, что совершенно необходимо для решения вопроса о происхождении этих деформаций.

3. Изучение тектонических деформаций в микромасштабе, т. е. на уровне, где тектонические и метаморфические преобразования сливаются воедино, например изучение механизма ориентировки минералов, создающего плоскостные и линейные текстуры.

4. Совершенствование методики исследований, в частности методов расшифровки структуры и восстановления первоначальной стратиграфической последовательности; улучшение методов геологического картирования, которое пока что лишено возможности давать полноценный объективный материал при съемке средних и мелких масштабов, так как неизвестно, каким способом можно правильно понять сложную структуру при малом числе наблюдений.

Кроме того, необходимо уже сейчас, не дожидаясь решения перечисленных вопросов, шире внедрять в практику научных и производственных геологических работ тот опыт, который уже накоплен многочисленными исследователями геологии метаморфических толщ в Советском Союзе и за рубежом.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли. «Сов. геология», 1969, № 1.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Гептнер Т. М. Складки интрузивных тел в беломорском комплексе. Сб. «Вопросы геологии». Изд-во МГУ, 1972.
- Глебовицкий В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. «Сов. геология», 1969, № 2.
- Завалишин М. А. Особенности геологического картирования областей распространения кристаллических сланцев. «Сов. геология», 1962, № 10.
- Кинг Б. К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис. Сб. «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.
- Кремляков И. И. Методы картирования метаморфической толщи Мамско-Чуйского мусковитового района. Сб. «Вопросы магматизма и рудообразования». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969а, № 7.
- Кузнецов Б. И. Наложение складки в метаморфических породах беломорского комплекса. ДАН СССР, 1969б, т. 185, № 1.
- Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки. «Геотектоника», 1968а, № 5.
- Куклей Л. Н. Связь тектонических и метаморфических процессов при формировании межбудинных складок нагнетания. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1968б, № 5.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1967.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). Сб. «Тр. Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 93.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. Сб. «Природа метаморфизма». М., «Мир», 1967.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия. «Вестн. Ленингр. ун-та», сер. геол., 1956, вып. 1, № 6.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964а.
- Судовиков Н. Г. Тектонические движения и региональный метаморфизм. Сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. II. Изд-во ЛГУ, 1964б.
- Фролова Н. В. О методике изучения и стратиграфического расчленения архейских образований на примере архея Восточной Сибири. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.

Черноморский М. А. К методике изучения структур метаморфических комплексов. «Сов. геология», 1964, № 9.

Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. «Геотектоника», 1967а, № 3.

Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. «Сов. геология», 1967б, № 11.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Проблема 4. Геология докембрия». Л., «Наука», 1968.

Berthelsen A. Structural studies in the Precambrian of Western Greenland. II. «Geology of Tovqussap nuna. «Meddelester om Grønland», 1960, Bd. 123, No. 1.

Fourmarier P. Schistosite et grande tectonique. «Ann. Soc. geol. Belgique», 1953, vol. 76, No. 8.

King B. C., Rast N. Tectonic styles in the Dalradians and Moines of parts of the Central Highland of Scotland. «Proc. Geol. Assoc. London», 1956, vol. 66.

Michot P. La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. «Bull. Soc. geol. Belgique», 1956, vol. 80, No. 1—2.

Ramberg H. Gravity deformation and the Earth's crust as studied by centrifuged models. London — N. Y., 1968.

Ramsay J. G. Moine-Lewisian relations at Glenelg, Invernesshire. «Quart. J. Geol. Soc. London», 1958, vol. 113, No. 452.

Ramsay J. G. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. «The British Caledonides». Edinburg — London, 1963.

Sitter L. U., Zwart H. J. Tectonic development in supra and infrastructures of a mountain chain. «Int. Geol. Congr. Rep.», 21 sess., p. 18, 1960.

Sutton J., Watson J. Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg, North-West Highlands. «Quart. J. Geol. Soc. London», 1959, vol. 114, No. 454.

Turner F. J., Weiss L. F. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., 1963.

Zwart H. J. The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. «Geol. Rundschau», 1964, Bd. 53, No. 1.

СКЛАДКИ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В неметаморфизованных толщах геосинклиналей интрузивные тела (кроме пластовых интрузий) редко подвергаются значительным деформациям и этим резко отличаются от смятых в складки вмещающих пород. Совершенно иначе ведут себя интрузивные тела в метаморфических толщах, особенно древних, глубоко метаморфизованных. Деформация их вместе с вмещающими породами и совместный с ними метаморфизм представляют собой обычное явление. Однако далеко не всегда правильно оценивается деформация этих тел, из чего могут быть сделаны ошибочные выводы о их первичной форме, размерах и структурном положении.

Хорошим объектом для изучения этого вопроса является беломорский комплекс гнейсов и мигматитов, обильно пронизанный интрузивными телами основного состава, сложенными большей частью габбро и габбро-норитами, в той или иной степени метаморфизованными. Детальная петрографическая характеристика тел, указывающая на их интрузивное происхождение, и описание общего геологического положения приведены в ряде работ (Загородный, 1963; Шуркин, 1960, 1968; Шуркин, Дук, Митрофанов, 1960). Эти тела обычно имеют небольшие размеры (от десятков до сотен, реже тысяч метров в поперечнике), в плане они округлые или вытянутые, во многих случаях явно бескорневые. Отмечается, что они залегают почти согласно с вмещающими породами, часто имеют линзообразную форму и обтекаются вмещающими гнейсами, причем нередко образуют цепочки, вытянутые вдоль основного простирания пород.

Автором была изучена структура массива габбро и габбро-амфиболитов на южном склоне горы Гремяха, находящейся на левобережье р. Канды в юго-западной части Кольского полуострова (рис. 1). Массив расположен среди мигматизированных кианит-гранат-биотитовых, мусковит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, чередующихся с амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. На карте видна структура вмещающих пород: это лежащие тесно сжатые складки с восточно-северо-восточным простиранием осевых поверхностей и пологим северо-восточным погружением шарниров. То, что границы гнейсов разного состава отражают именно складчатую структуру, подтверждается обилием

наблюдающихся в обнажении мелких складок, образованных мигматитовой полосчатостью, которые вписываются в изгибы геологических праниц так, как это обычно свойственно мелким складкам в замках более крупных, причем сохраняется подобие формы и ориентировки крупных и мелких складок. Углы между крыльями складок около 30° , а чаще от 0 до 10° . Сланцеватость в общем параллельна осевым поверхностям складок.

Тело габбро и габбро-амфиболитов имеет причудливые извилистые контуры (рис. 2). Контакты его падают преимущественно к северу и северо-западу. Углы падения контактов с разных сторон тела приблизительно одинаковые, близкие к углам падения сланцеватости во вмещающих породах. Крупные изгибы контуров тела осложняются многочисленными более мелкими извилинами. В обнажениях местами хорошо видно, что эти извилины согласно, хотя и дисгармонично, огибаются мигматитовой полосчатостью смятых в складки вмещающих пород. Форма извилины контакта габбро-амфиболитов с гнейсами близка к форме складок во вмещающих породах, осевые поверхности изгибов контакта совпадают с осевыми поверхностями складок во вмещающих породах, а шарниры изгибов контакта имеют северное и северо-восточное погружение под теми же углами и в том же направлении, что и шарниры изоклиналиных складок вмещающих пород. Из однообразия направлений и углов погружения контактов тела габбро-амфиболитов можно заключить, что оно не меняет существенно своей формы в направлении погружения, т. е. является цилиндрическим, но со сложной извилистой конфигурацией поперечного сечения.

Все приведенные выше данные указывают, что извилистость контура массива связана с тем, что он образует складки, по форме и ориентировке близкие к складкам вмещающих гнейсов. Тело и гнейсы образуют складки нескольких порядков амплитудой в сотни и десятки метров, видимые на карте (см. рис. 2), и более мелкие, наблюдаемые в обнажениях.

Мощность тела габбро-амфиболитов очень изменчива. Помимо явного увеличения мощности в замках складок наблюдаются раздувы и пережимы в их крыльях, а некоторые участки габбро-амфиболитов вообще разобщены с главным телом. При этом в местах, где промежутки между разобщенными частями невелики, вмещающие гнейсы образуют входящие в этот промежуток обращенные навстречу друг другу складки нагнетания типа межбудинных складок.

Если после описания морфологических признаков еще могут быть некоторые сомнения в том, действительно ли массив габбро-амфиболитов приобрел наблюдаемую сейчас форму в результате деформации вместе с вмещающими породами, т. е. образует настоящие складки, а не просто принял складкообразную форму во время внедрения, то сомнения рассеиваются при изучении распределения в пределах массива пород разного состава и структуры.

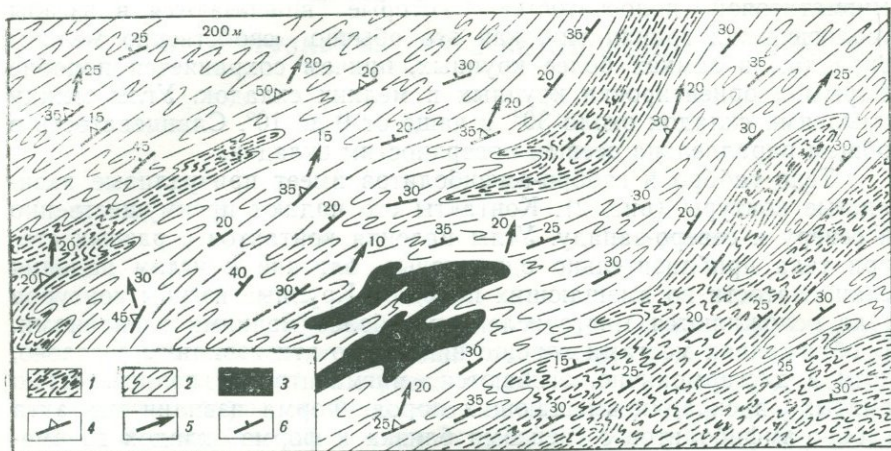


Рис. 1. Схема геологического строения южного склона горы Гремяха (юго-запад Кольского полуострова):

1 — амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; 2 — кианит-гранат-биотитовые, мусковит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 3 — габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты. Пространственная ориентировка: 4 — осевых поверхностей складок; 5 — шарниров складок; 6 — сланцеватости

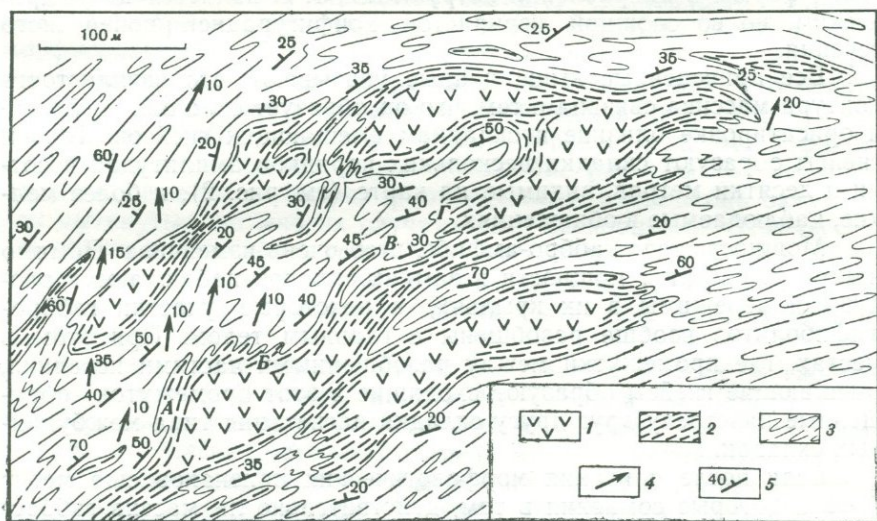


Рис. 2. Схема строения массива габбро-амфиболитов на южном склоне горы Гремяха:

1 — габбро и габбро-амфиболиты; 2 — амфиболиты; 3 — гнейсы; 4 — шарниры складок; 5 — сланцеватость

Породы, слагающие внутренние и внешние части массива, весьма отличаются по своему составу и строению. В центральных частях отсутствует какая-либо упорядоченная текстура, а первичный состав пород меньше всего подвергся изменениям. Породы здесь состоят главным образом из основного плагиоклаза и моноклинового пироксена. Зерна плагиоклаза часто имеют зональное строение, типичное для магматических пород (основность в центральных частях зерен выше, чем по краям). Видны реликты габбровой и габбро-офитовой структур, что лишней раз подтверждает интрузивное происхождение этих пород.

Метаморфические преобразования в этих частях интрузии выражаются в том, что на контактах зерен пироксена и плагиоклаза развивается отчетливая кайма из зерен граната с образованием друзитовой структуры. Возникновение граната без сопровождающего образования амфиболов считается надежным показателем метаморфизма в условиях высоких давлений. Это вполне отвечает условиям метаморфизма вмещающих пород, где развивается такой типичный минерал высоких давлений, как кианит, что позволяет говорить об одновременном изофациальном метаморфизме интрузивного тела с главной стадией метаморфизма вмещающих пород.

Иная картина наблюдается в краевых частях интрузии, обладающих отчетливой сланцеватостью. Здесь и минеральный состав пород значительно отличается от исходного. По гранату развивается ассоциация амфибола с кислым плагиоклазом и кварцем. Нередко возникает новообразованный моноклиновый пироксен. К наиболее поздней стадии относятся биотит и кварц последней генерации. Зерна амфибола и биотита обладают хорошо выраженной упорядоченной ориентировкой, придающей породам сланцеватую текстуру.

Участки наиболее интенсивной амфиболитизации и рассланцевания приурочены к контактам интрузивного тела, к замкам образованных им складок, к местам значительного сужения и выклинивания (см. рис. 2).

Сланцеватость в краевых частях массива ориентирована параллельно его контактам. Однако в местах резкого изгиба границ, соответствующих замкам складок, она сечет контакты, сохраняя практически ту же ориентировку, что и в крыльях складок, и совпадая в целом с ориентировкой осевых поверхностей складок (подобная ориентировка сланцеватости по отношению к складкам наблюдается и во вмещающих гнейсах).

Таким образом, форма интрузии горы Гремяха, образующей отчетливо видимые складки, совпадение пространственной ориентировки элементов этих складок, с тем, что наблюдается в складках вмещающих пород, ориентировка сланцеватости и приуроченность участков амфиболитизации и рассланцевания к определенным местам складок говорят о том, что наблюдаемая сейчас форма интрузии не является первичной, а возникла в результате тек-

тонических деформаций, протекавших совместно и по единому плану с деформациями вмещающих пород.

Описанный пример не единичен. На рис. 3, а изображена дайка амфиболитов, которая на некотором протяжении идет вдоль контакта двух типов гнейсов, но далее к юго-западу отклоняется от него, приобретая секущее положение. Оба контакта дайки

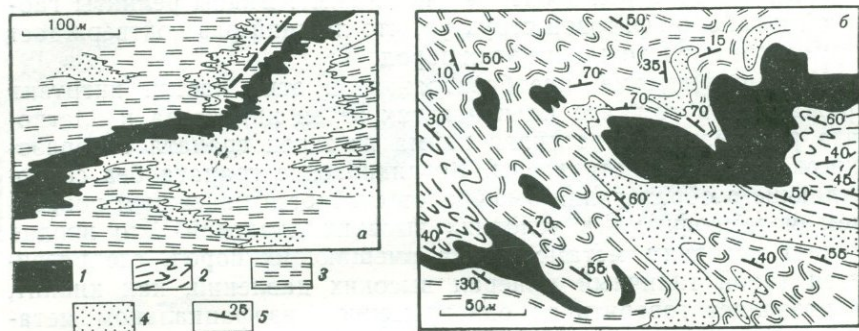


Рис. 3. Схемы строения тел габбро-амфиболитов и амфиболитов:

а — на водоразделе горы Канды, б — на юго-западном склоне горы Канды (юго-запад Кольского полуострова); 1 — габбро-амфиболиты и амфиболиты; 2 — амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; 3 — кyanит-гранат-биотитовые гнейсы; 4 — мусковит-гранат-биотитовые гнейсы; 5 — сланцеватость

отчетливо извилисты, причем их изгибы одинаковы по форме и ориентировке с мелкими складками, которые образуют границы пород во вмещающих гнейсах. Породы мелких выступов амфиболитов рассланцованы вдоль осевых поверхностей складок, и сланцеватость является секущей по отношению к контурам дайки в целом. По этим признакам можно предположить что дайка приобрела свойственную ей форму в результате деформации вместе с вмещающими породами.

Еще более интересен пример, показанный на рис. 3, б. Здесь наблюдается ряд небольших тел амфиболитов, расположенных в виде извилистой цепочки. Контуров тел довольно неровные. Сланцеватость и метаморфическая полосчатость внутри тел частью следуют вдоль их контуров, образуя вместе с ними складчатые изгибы (повторяемые и в прилегающих гнейсах), а частью срезаются этими контурами, которые, по-видимому, имеют здесь характер разрывов более позднего происхождения. Сланцеватость вмещающих гнейсов следует вдоль контуров тел, что говорит о большей пластичности гнейсов и их способности приспособливаться к форме более жестких тел. Нет сомнения в том, что здесь мы имеем дело со смятыми в складки будинообразными телами, причем само расположение будин, в свою очередь, тоже обрисовывает

складки, только более крупные и согласующиеся со складками вмещающих пород.

Приведенные примеры показывают, что тела основных интрузий не только подвергались региональному метаморфизму вместе с вмещающими породами, но и участвовали с ними в тектонических деформациях, сильно меняли свою первоначальную форму, сминались в складки, иногда очень тесно сжатые, и распадались в результате раздавливания при складчатости на отдельные линзообразные тела. Поэтому сейчас мы наблюдаем не собственно интрузивные массивы, а сильно деформированные разобщенные части массивов. Этим можно объяснить часто малые размеры тел интрузивных пород и их нередко бескорневой характер, который они приобрели в ходе тектонических деформаций.

Недооценка степени деформированности приводит к ошибочным представлениям о первичной форме и условиях залегания тел интрузивных пород. Их часто описывают как межпластовые внедрения, ссылаясь на согласное с вмещающими породами залегание, на вытянутость тел и цепочек будин вдоль основного простираения пород. Но это согласие в залегании состоит лишь в том, что сланцеватость и совпадающая с ней метаморфическая полосчатость вмещающих гнейсов ориентируются параллельно контактам интрузивных пород. Так как эта сланцеватость имеет вторичное происхождение, то ее параллельная ориентировка контактам объясняется тем, что она приспособилась в ходе деформаций к очертаниям контуров менее податливых интрузивных пород. Направление вытянутости интрузивных тел и их цепочек совпадает не столько с простираением стратиграфических границ, сколько с простираением сланцеватости. Иначе говоря, они вытянуты прежде всего вдоль простираения осевых поверхностей складок (Эз, 1967, 1968), но так как вмещающие толщи смяты в изоклинные складки, эти тела часто оказываются вытянутыми и вдоль границ различных пород. Таким образом, во многих случаях согласие в залегании может быть вторичным, приобретенным в ходе тектонических деформаций.

В связи со сказанным очевидно, какую трудность может представить решение вопроса о первичной форме интрузивных тел в метаморфических толщах. В одних случаях, как на рис. 3, а, достаточно ясно, что в складки сминалось тело с приблизительно параллельными ограничивающими поверхностями и на некотором протяжении явно секущее геологические границы. Можно полагать, что в видимые сейчас складки сминалась дайка, хотя также возможно, что эта форма тела могла возникнуть и в результате уплощения в ходе деформаций.

По-видимому, и форма тела, изображенного на рис. 3, б, была дайкообразной, прежде чем оно смялось в складки и распалось на отдельные будины. Однако массив, изображенный на рис. 2, едва ли до смятия в видимые сейчас складки имел форму, близкую к дайке или пластовому внедрению: слишком он непохож на

складчатые формы, образуемые телами с параллельными ограничивающими поверхностями. Можно только предполагать, что раньше это было тело, вытянутое в направлении, в общем поперечном простиранию осевых поверхностей складок, но имевшее непостоянную мощность. Местами в нем были ярко выраженные выступы, так как только этим можно объяснить наличие мелких асимметричных складок со встречными рисунками на одном и том же крыле крупной складки (например участки, помеченные буквами А и В или В и Г, на рис. 2).

Как ни трудно восстановить первичную форму интрузий, тем не менее по их конечной форме можно решать обратную задачу — высказывать суждения о величине и типе деформаций, которые испытали вмещающие их толщи. Это особенно важно в тех случаях, когда вмещающие толщи однородны, из-за чего созданная ими структура не поддается расшифровке. Если в такой толще встречаются интрузивные тела, несущие следы складчатых деформаций, есть основания утверждать, что вся толща испытала такие же деформации, но только они нераспознаваемы из-за отсутствия четко видимых геологических границ или маркирующих слоев. Наличие вытянутой цепочки тел одинакового состава, имеющих форму и прочие признаки будин, позволяет говорить о том, что вмещающая толща подверглась раздавливанию в одном направлении с соответствующим растяжением в другом, и по соотношению величин промежутков между телами с протяженностью самих тел можно судить о степени этого раздавливания (Кузнецов, 1969).

Особенности структуры и внутреннего строения тел метаморфизованных основных интрузивных пород в толще беломорских мигматизированных гнейсов позволяют сделать следующие выводы:

1. Интрузивные тела, подвергаясь метаморфизму одновременно с вмещающими породами, вместе с ними испытывали также интенсивные тектонические деформации, сминались в складки, раздавливались, распадались на отдельные будины, причем все эти процессы сопровождалось возникновением новообразованных текстур пород.

2. В условиях регионального метаморфизма интрузивные массивы, несмотря на отсутствие слоистого внутреннего строения, оказались достаточно податливыми к деформациям, чтобы сминаться в складки любой степени сжатости, вплоть до изоклинальных.

3. Первоначальная форма и условия залегания интрузивных тел в ходе деформаций настолько искажались, что их часто трудно восстановить. Наблюдаемые сейчас тела интрузивных пород обычно являются отдельными распавшимися частями первоначально более крупных тел.

4. По деформациям интрузивных тел можно судить о величине и типе деформаций вмещающих их однородных толщ, что можно использовать для расшифровки их складчатой структуры.

ЛИТЕРАТУРА

Загородный В. Г. Друзиты северо-западной части Кольского полуострова. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 7.

Шуркин К. А. Магматизм архея северной Карелии. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXI сесс. Проблема 13. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.

Шуркин К. А., Дук В. Л., Митрофанов Ф. П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабрадоритов архея северной Карелии. «Тр. Лабор. геологии докембрия», вып. 9. Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. «Сов. геология», 1967, № 11.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Проблема 4. Геология докембрия». Л., «Наука», 1968.

А. В. Миловский

О ВЫВЕТРИВАНИИ ПЕРВИЧНОГО БАЗАЛЬТА И НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Все, что ты видишь, будет всемогущей природой изменено, и из каждого вещества будет создано новое, а из нового снова новое, так чтобы мир оставался вечно юным.

Марк АВРЕЛИЙ

Когда мы хотим проследить геохимическую историю элементов в процессе эволюции вещества земной коры, то должны исходить из следующих основных положений, высказанных А. П. Виноградовым (1959, 1961, 1962, 1963). Согласно гипотезе Виноградова, состав мантии Земли отвечает составу каменных метеоритов — хондритов. Это достаточно хорошо подтверждается сходством их химического состава, а также изотопного состава отдельных элементов. Процесс расщепления мантии в периферической части Земли для нас тоже ясен: мы имеем конечные результаты — литосферу, гидросферу, атмосферу, биосферу. Для литосферы характерно накопление щелочей, кремния, алюминия, кальция и некоторых других элементов. Проведение специальных геохимических исследований (в том числе экспериментальных) позволило А. П. Виноградову убедительно показать происхождение вещества земной коры и оболочек Земли.

Рассматривая особенности строения и развития верхней мантии и земной коры, В. В. Белоусов справедливо указывает, что «с геохимической точки зрения можно рассматривать земную кору как часть верхней мантии, отделившуюся от основной массы последней в процессе дифференциации ее вещества». При этом «материковая земная кора представляет собой результат частично прямого выплавления из мантии, а частично — геохимической переработки таких же выплавлений...» (Белоусов, 1966). Основные закономерности строения и развития земной коры и геологических процессов рассмотрены в работах В. В. Белоусова (1966), В. С. Домарева (1967), Е. М. Лазько (1961), М. В. Муратова (1965), А. Б. Ронова (1964), А. А. Саукова (1961), В. М. Синицына (1965), Н. М. Страхова (1963), А. И. Тугаринова (1956), В. Е. Хаина (1964, 1968). Эти работы отражают общую направ-

ленность хода развития земной коры, создания мощной сиалической коры материкового типа, усложнение ее структуры, движений и деформаций, эволюцию процессов и факторов миграции элементов в геологической истории. Ниже мы в общем виде рассмотрим геохимическую эволюцию вещества земной коры, принимая за основу геохимические обобщения, полученные А. П. Виноградовым (1959, 1961, 1962, 1963).

Признавая выплавление вещества земной коры путем зонного проплавления, мы приходим к заключению о первоначальной единой базальтовой магме. Правда, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) допускал возможность существования двух магм: основной (базальтовой) и кислой (гранитной). Некоторые геологи признавали изначальное существование и большего числа магм, в частности и третьей — щелочной магмы. Но сейчас большинство исследователей склоняется к мнению о существовании единой базальтовой магмы. При этом существуют два принципиально различных взгляда на дальнейшую судьбу этой магмы. Первая, исторически сложившаяся точка зрения заключается в том, что путем различного рода разделений (дифференциации) состава базальтовой магмы происходит все многообразие магматических пород и связанных с ними руд. Эта точка зрения стала доминирующей после экспериментальных работ Н. Боуэна (Bowen, 1928) в геофизической лаборатории Карнеги в США, доказавших кристаллизационную дифференциацию. Петрология приводит и другие причины разделения базальтовой магмы: отжим (фильтр-прессинг), ликвацию, смешение магм и др. При этом нередко полагают, что после кристаллизации магм образуются «остаточные» силикатные расплавы (флюиды), богатые соединениями редких элементов и летучими компонентами, а затем отгоняются и водные растворы. По мере движения по трещинам в сторону наименьшего давления (вверх) эти флюиды и растворы отлагают свой груз в виде минералов, т. е. пегматитовое и гидротермальное рудообразование связывается с эволюцией магматической деятельности.

Вторая точка зрения, не отрицая кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, объясняет разнообразие магматических пород участием базальтов в больших геохимических циклах, т. е. осадочными процессами. Выражение этой точки зрения можно найти, например, в работах Т. Ф. В. Барта (1964). В результате кристаллизационной дифференциации появляются только некоторые разновидности базальтов, например мелилитовые, но все породы будут все-таки базальтами, и гранитной магмы и гранитных пород не получится. Благодаря процессам выветривания и осадконакопления базальты дают разнообразные продукты осадочной дифференциации. Эти продукты (горные породы) благодаря ультраметаморфизму могут снова переходить в расплавленное состояние, образуя вторичные магмы.

Правильное понимание истории петрогенеза предопределяет и правильное истолкование процессов рудообразования. Из рас-

смотренной выше первой точки зрения (магматической дифференциации) появилась концепция так называемой металлогенической специализации магм. При этом предполагалось изначальное обогащение или обеднение рядом химических элементов определенных магматических очагов. Вторая точка зрения предусматривает концентрацию рудных элементов в ходе осадочной дифференциации, управляемой закономерностями осадкообразования. Перераспределение элементов и их концентрация обусловлены метаморфическими, магматическими, тектоническими и другими процессами или в конечном счете участием их в геохимических циклах. Преимущественным накоплением одних элементов по сравнению с другими в определенных осадочных регионах можно объяснить и повышенное содержание этих элементов в магматических породах, образованных при ультраметаморфизме осадков. Этим же можно объяснить и комагматичность пород и отдельные геохимические «металлоносные» провинции.

Итак, объяснение разнообразия магматических, осадочных и метаморфических пород и месторождений полезных ископаемых нужно начинать с представлений о существовании единой базальтовой магмы.

В результате процессов выплавления вещества мантии образовались дуниты и базальты (земная кора), а в результате дегазации наиболее легкоплавкой фракции — гидросфера и атмосфера. Только после того, как возникла хоть какая-то часть водной и газовой оболочек Земли, стали возможны процессы, ведущие к дифференциации вещества осадочным путем, т. е. процессы, благодаря которым создавались первые осадки.

Нетрудно понять, что при наличии только одной каменной оболочки, лишенной атмосферы и гидросферы, экзогенные процессы не пойдут.

Это обстоятельство чрезвычайно важно. Именно на границе трех сред: газовой, водной и каменной — могут идти процессы дифференциации химических элементов, в результате чего образуются осадочные породы. В случае одной среды химического разделения ее вещества не произойдет независимо от того, будем ли мы ее последовательно нагревать и охлаждать. Примером может служить Луна. Поверхность Луны лишена гидросферы и атмосферы и процессов химического разделения лунного вещества нет¹.

Таким образом, подходя к вопросу о начале процессов выветривания и осадконакопления на Земле, мы должны предположить существование водной и газовой оболочек, точнее — эти оболочки должны сформироваться раньше, чем первые осадочные горные породы. Впоследствии, поскольку процессы выплавления и дегазации мантии идут до сих пор, их продукты, естественно, могут

¹ При этом нужно отметить, что структурные изменения возможны (например, перекристаллизация, укрупнение минеральных индивидуумов). Можно, конечно, представить себе и некоторое разделение вещества под действием гравитационных сил.

встречаться с осадочными породами и действительно, как мы знаем, взаимодействуют с ними.

Состав первичной водной и газовой оболочек нам для констатации факта начала разделительных процессов не важен. Важно, что эти оболочки были, следовательно, мы можем считать, что разделительные процессы начались.

Если судить о составе первичной атмосферы Земли, то логично предположить присутствие большого количества углекислоты. Это предположение основывается на космохимических связях. Земля и Венера — планеты-сестры. Основные параметры их близки. Венера — наиболее близкая к Земле планета Солнечной системы. По данным советской автоматической станции «Венера-4», основным компонентом атмосферы Венеры является CO_2 , содержание которой достигает 90—95%. Установлено также около 0,5% молекулярного кислорода и около 1% водяных паров. Если принять, что состав первичных атмосфер Земли и Венеры был примерно одинаковым, то, за счет более близкого положения Венеры к Солнцу, эволюция атмосфер этих планет была разной.

На Земле углекислота была изъята из атмосферы и связана в карбонатных породах земной коры (известняки, доломиты, мергели). Первые карбонатные породы появились около 2,5 млрд. лет назад. Интересно отметить, что примерные количества CO_2 в карбонатах Земли и в атмосфере Венеры соизмеримы или даже близки.

Помимо CO_2 в первичной атмосфере Земли, вероятно, были пары воды и вулканические газы, сходные по составу с современными вулканическими газами — соединениями азота, углерода, хлора, серы (NH_4Cl , HCl , HF , H_2S , SO_2 , CO_2 , H_2O и др.).

Возможно, что первичный состав газов атмосферы мог создавать совершенно иные условия, и химическое разложение первичного базальта шло совсем иным путем, чем тот, по которому выветриваются базальты в наше время.

Легкорастворимые газы были удалены из атмосфер, растворены в океане и дали начало первым солям планеты. Солевой состав первичного океана образовался не только в результате растворения вулканических газов, но также и в результате начавшегося разрушения первичных базальтов, благодаря чему он получил огромное количество кальция и магния. В океане был, вероятно, и сульфат-ион $[\text{SO}_4]^{2-}$.

Итак, у нас имеются базальтовая магма (лучше сказать базальтовые породы), а также океан и атмосфера, содержащая много CO_2 . Базальты покрывают дно океана и слагают материк. Других пород нет. Вещество земной коры не дифференцировано, отдельные минералы относительно равномерно распределены во всех частях базальта. Этот базальт мы будем называть первичным базальтом планеты.

Теперь перейдем к процессам выветривания, понимая под этим термином и механическое разрушение пород, и их химиче-

ское разложение. И, как следствие выветривания, мы должны получить первые осадочные образования. Какими они были, представляется, конечно, загадочным, но общую картину мы попытаемся нарисовать.

Несколько слов об условиях, которые были в то время на Земле, и главным образом о климате и температуре. Данные о температуре разноречивы, но мнения большинства ученых сходятся на том, что температура была высокой. Так, по А. П. Виноградову, 4,5—5 млрд. лет назад радиоактивными элементами выделялось в 8—9 раз больше тепла, чем в настоящее время. К этому выводу приходят и геофизики.

Весьма возможно, что климат в предархейское время характеризовался не только высокими температурами, но и высокой влажностью — к такому заключению приходят биохимики и биологи, в частности А. И. Опарин (1957).

Как известно, физико-географические условия определяют схему образования осадочных пород. Поскольку эти условия весьма различны и осадконакопление происходит различным путем, Н. М. Страхов (1962, 1963) выделяет четыре типа литогенеза: гумидный, ледовый, аридный и эффузивно-осадочный. Они выделены для последокембрийского времени. Если принять, как это сейчас делают, границу палеозоя с докембрием около 0,5 млрд. лет назад, то рассматриваемый нами период в 10 раз длилительнее. И можно ли типы литогенеза, которые существуют сейчас, были в мезокайнозой и палеозой, переносить в предархейское время, сказать трудно. Как мы увидим ниже, в геологической истории Земли идет направленное усложнение строения вещества. Очевидно, усложнялись и процессы, в результате которых вещество (горные породы, минералы) образуется. В работах Н. М. Страхова мы видим картину развития и смены типов литогенеза с начала палеозоя, но были ли раньше принципиально иные типы, мы не знаем. Следует предположить, что существовали эти же типы литогенеза, но они, вероятно, были более универсальны (меньше было разновидностей) и между самими типами (гумидный, аридный) было больше взаимопереходов, т. е. типы литогенеза, четко выделяемые сейчас, были более сглажены. Ледовый тип в то время не существовал, а эффузивно-осадочный был, вероятно, первым типом литогенеза на Земле.

Возможно, что первыми механическими осадками был пирокластический материал. Однако многие компоненты (особенно при подводных извержениях) не попадают в осадок, растворяются в воде и тем самым дают начало солевому составу гидросферы. Таковы HCl , SO_2 , V , Br и др. Именно вулканическим извержениям обязана анионная часть солей океана.

Итак, мы имеем (предполагаем): 1) первичный базальт, химический состав которого можно условно принять как средний состав для оливиновых и безоливиновых базальтов, по Р. Дэли (Daly, 1933) или по Грину и Польдерваарту (Green, Poldervaart,

1955), 2) атмосферу, содержащую много CO_2 , пары воды, азот, соединения серы и др., 3) гидросферу с растворенными в ней газами HCl , SO_3 , B , Br и другими элементами, 4) влажный тропический климат, 5) интенсивную вулканическую деятельность и начало практически одного эффузивно-осадочного типа литогенеза.

Рассмотрим, что же получится в результате выветривания базальтов. (Средний химический состав базальта приведен в таблице.)

Средний химический состав базальтов
(по Грину и Пальдерварту, 1955)

Компоненты	Средний состав мирового базальта				Тихоокеанский базальт (116 анализов)	Атлантический базальт (25 анализов)
	докембрий (8 анализов)	палеозой (6 анализов)	мезозой (12 анализов)	кайнозой (31 анализ)		
SiO_2	49,1	49,0	49,2	48,2	47,0	46,9
TiO_2	1,4	2,7	2,1	2,3	3,0	2,7
Al_2O_3	17,0	15,1	14,6	15,3	15,1	15,0
Fe_2O_3	2,4	3,9	3,9	4,1	3,7	4,5
FeO	9,5	9,2	9,5	8,3	8,1	7,7
MnO	0,2	0,2	0,2	0,27	0,17	0,14
MgO	6,9	6,2	6,5	7,1	7,9	7,8
CaO	10,0	9,0	10,1	10,4	10,9	10,7
Na_2O	2,6	3,0	2,6	2,7	2,7	2,9
K_2O	0,6	1,3	1,0	1,0	1,0	1,2
P_2O_5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,34	0,48

В общих чертах (а только так мы и можем говорить) процессы химического разложения первичного базальта могли протекать так, как протекают процессы латеритизации в тропических странах. Происходил распад силикатов и алюмосиликатов, сопровождаемый выносом щелочных и щелочноземельных металлов и накоплением на месте разрушения глинозема, окислов железа, титана и частью свободной кремнекислоты. Аналогия с современным процессом латеритизации позволяет выделить стадию, когда большинство щелочей и щелочноземельных металлов выносятся из породы, но SiO_2 еще в значительной мере находится в продуктах выветривающегося базальта. Эта стадия латеритизации обычно отчетливо выявляется в природе. Нацело выветрившийся базальт представляет рыхлый латерит, из которого вынесены практически все щелочи и щелочно-земельные элементы (более 95% первичного содержания их) и в такой же степени вынесен кремнезем. Глинозем и окислы железа продолжают накапливаться в рыхлом латерите и их становится во много раз больше по сравнению с первичным содержанием в базальте.

Современное и древнее латеритное выветривание базальтов изучалось многими исследователями (Бушинский, 1964, 1966; Петров, 1962, 1967; Гинзбург, Наждакова, Никитина, 1962; Герасимов, 1964; Бобров, 1962; Меняйлов, 1964; Никитина, 1964; Лисицина, 1964, 1965, 1968; Михайлов, 1966; Зеленов, 1960, 1965 и др.).

В зарубежной литературе вопросам латеритного выветривания посвящены работы В. Аллена (Allen, 1948), описавшего продукты разложения базальтовой лавы штатов Орегон, Вашингтон и Айдахо (США), И. Керзена (1956) о выветривании базальтов в Гайане, А. Аббота (Abbot, 1958) о продуктах выветривания оливинового базальта одного из островов Гавайского архипелага и др. Латериты на траппах известны в Индии по классическим описаниям К. Фокса (Fox, 1932), в Гвинее — по описаниям Е. Шаталле, де Вайссе и др. Основы химического выветривания рассмотрены У. Д. Келлером (1963).

Согласно латеритно-осадочной гипотезе Г. И. Бушинского (1964), при латеритном выветривании происходит накопление окислов Al, Fe, Ti и других элементов-гидролизатов, образующихся при разложении алюмосиликатов. При этом K, Na, Ca, Mg интенсивно выносятся из породы, также выносятся и значительная часть кремнезема. Какая-то часть Al_2O_3 (очевидно, незначительная) также уходит за пределы коры выветривания, но количественно оценить ее трудно.

Говоря о латеритном выветривании основных пород, нужно заметить, что четкое выделение стадий этого процесса затруднительно. Они могут быть различными в зависимости от климатических условий и ряда других причин, но мы не должны уходить от общей оценки направленности процесса выветривания базальта. Большинство исследователей приходит к выводу, что в первые стадии базальт покидают щелочи, Ca, Mg, частично SiO_2 ; Fe^{2+} окисляется частично до Fe^{3+} . Заключительные стадии характеризуются выносом всего SiO_2 и некоторого количества Al_2O_3 .

Например, в первую стадию латеритизации каждая тонна разрушающегося базальта должна давать около 900 кг остаточных образований (Al_2O_3 , Fe_2O_3 и др.) и около 100 кг веществ, вынесенных растворами Na, K, Ca, Mg; во вторую стадию соответственно образуется 600 кг остаточных накоплений и 400 кг веществ выносятся растворами. На третьей стадии, заканчивающейся образованием рыхлого латерита, содержащего гиббсит, каждая тонна выветривающегося базальта должна давать около 500 кг остаточных продуктов и около 500 кг веществ, вынесенных растворами в морскую среду.

Эти расчеты получены нами на основании разбора химических анализов различных продуктов латеритного выветривания траппов, приводимых Е. Т. Бобровым (1962). Производя расчеты на основе химических анализов различных продуктов латеритного профиля, приведенных И. И. Гинзбургом, Г. Э. Наждаковой,

А. П. Никитиной (1962) и А. А. Меняйловым (1964), мы получим примерно те же результаты.

Н. В. Фролова (1960), характеризуя выветривание базальта на основании разбора химических анализов продуктов латеритного профиля по К. Фоксу (Fox, 1932), рассматривает две стадии латеритизации: первую, когда SiO_2 выносится частично, и вторую, когда SiO_2 выносится из выветривающегося базальта полностью.

Но существуют взгляды, согласно которым из пород интенсивно может выноситься не только SiO_2 , но также Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Так, по К. К. Зеленову (1960, 1965), при интенсивной вулканической деятельности горячие эксгаляции, содержащие H_2S , SO_2 , Cl и другие компоненты, образуют с нисходящими атмосферными водами сильные кислоты. Последние воздействуют на вулканические породы и выщелачивают Al , Fe и другие компоненты, причем SiO_2 и TiO_2 остаются на месте. Подсчеты показали большие значения вынесенных в морскую среду Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Однако если в настоящее время и имеются отдельные случаи выноса Al и Fe при разрушении вулканических пород, то в прошлом Земли трудно представить этот процесс в планетарном масштабе.

Интересные подсчеты можно сделать по материалам Б. М. Михайлова (1966, табл. 1, стр. 40). Исходя из данных химического состава и объемного веса долерита и структурного боксита (латерита), получаем, что при разрушении 1 м^3 долерита формируется 700—750 кг остаточных накоплений (Al , Fe и др.) и 2250—2300 кг веществ выносится в море (K , Na , Ca , Mg , частично Si).

Из сопоставления всех этих данных процесс латеритизации базальтов следует рассматривать как разложение алюмосиликатов и вынос K , Na , Ca , Mg и значительной части SiO_2 и накопление окислов Al , Fe , Ti и других элементов-гидролизатов. Латеритное выветривание основных пород в самом общем виде можно разделить на две стадии: в первую стадию выносится значительная часть щелочей, Ca , Mg и несколько меньше одной трети SiO_2 (стадия образования каолинита). Вторая стадия — полное выветривание — характеризуется полным разложением породы и удалением щелочей Ca , Mg и SiO_2 . Возможно, что количество SiO_2 , связанное в породах с алюмосиликатами (плагноклазами), давало начало минералам глин и оставалось на месте разложения породы, а та часть SiO_2 , которая связана с пироксенами и оливином, была вынесена за пределы выветривающегося базальта.

К сказанному надо сделать одно замечание: мы не знаем интенсивности процесса выветривания. Выветривание в докембрии могло протекать очень медленно, к этому заключению пришел, в частности, А. Тренделл (Trendalle, 1966).

При выветривании пород земной коры, согласно Т. Ф. В. Барту (1964) и Ф. Е. Виккману (Wichman, 1954) имеем

$$W = D + S + Q,$$

где W — общее количество выветрившихся пород; D — та часть, которая при выветривании растворяется в воде и уносится в море; S — часть, образующая осадки и осадочные продукты (глины, сланцы); Q — часть, остающаяся в виде песчаника (кварцита). При этом $S=0,845 W$, $Q=0,088 W$, $D=0,067 W$.

Отсюда при выветривании пород земной коры, грубо говоря, будем иметь $W=D+S+Q=7\%$ известняков, доломитов и других пород +84% глинистых и других продуктов +9% песчаника².

Каждая тонна базальта в результате первой стадии выветривания дает: $D \approx 250$ кг — выносится растворами в море (Na, K, Mg, Ca, Fe²⁺); $S+Q \approx 750$ кг — остаточных продуктов (Al, Fe³⁺, Ti, Si, а также Ga, Sc, Nb, Ta) и при полном выветривании и превращении породы в рыхлый латерит: $D \approx 350$ кг — выносится в море (Na, K, Mg, Ca, Fe²⁺); $S \approx 250$ кг — остаточных продуктов (Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂ и др.); $Q \approx 400$ кг SiO₂, частично оставшейся на континенте в остаточных продуктах и частично вынесенной в море.

Не ясно, какая часть SiO₂ остается на континентах. При полном выветривании, вероятно, не более 5—7%. Важно отметить, что в настоящее время во многих случаях выветривание не доходит до образования рыхлого латерита. Но в далеком прошлом, если, как полагают, на Земле был влажный и жаркий климат, полное выветривание базальтовых пород, с почти полным выносом SiO₂ допустимо.

Подсчеты показывают, что для разложения базальта на составные части: глинистые продукты (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда), карбонатные породы, гидроокислы железа и марганца, соли, свободную кремнекислоту (кварц, песчаники, кварциты) и в меньшей степени другие компоненты — нужно около 25% других веществ. Эти 25% берутся из атмосферы и гидросферы; около 7% H₂O, около 13% CO₂ и около 3,5% HCl(NH₄Cl)³. Из указанных выше составных частей и продуктов их метаморфизма и построена верхняя литосфера — гранитная оболочка.

Предархейский и архейский океан интенсивно обогащался Mg, Ca, Na, K и Fe²⁺ и в различной степени SiO₂. Громадные количества ионов Mg²⁺ и Ca²⁺ в морской воде обусловили появление в архее целых эпох накопления доломитов. Огромные количества Fe²⁺, возникшие при разрушении силикатов, благодаря действию угольной кислоты [HCO₃]¹⁻ и воды, переходили в раствор в виде бикарбоната. Как известно, бикарбонаты железа могут переноситься водами на большие расстояния, они, вероятно, и существовали в растворе до тех пор, пока кислородный потенциал не достиг того значения, при котором образуются гидроокис-

² Этот расчет близок к данным Лиса и Мида (Leith and Mead, 1915), которые полагают средний состав осадочных пород следующим: глины — 82%, известняки — 6%, песчаники — 12%.

³ При чисто монтмориллонитовом выветривании базальта также необходимо около 25% веществ, из них: H₂O \approx 14% и CO₂ \approx 8,5%.

лы железа. Возможно, что Fe^{2+} содержалось в растворенном виде до появления жизни, свободного кислорода. Затем произошла его быстрая садка вместе с SiO_2 , что обусловило появление обширных свит железистых кварцитов. Это — железистые кварциты Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, такониты США, итабириты Бразилии, железистые кварциты Индии и др. Весьма вероятно, что при наличии кислорода значительная часть Fe^{2+} окислялась при выветривании до Fe^{3+} .

Мы проследили путь Fe^{2+} , Mg^{2+} и Ca^{2+} . Интересен путь щелочей, но это вопрос, требующий специального рассмотрения.

Посмотрим поведение Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 и других накопившихся продуктов гидролиза алюмосиликатов.

Трудно установить, зашли ли процессы латеритизации так далеко, что в архейское время создавались бокситы (точнее, бокситоподобные породы) и железистые осадочные породы. Но такую возможность исключить нельзя, и на нее указывают следующие факты: во-первых, нахождение высокоглиноземистых силлиманитовых гнейсов, линз наждаков и корундовых пород (архей Алдана, фундамента Русской платформы, Кольского полуострова и др.) и, во-вторых, почти повсеместное распространение магнетита среди осадочных толщ архея. Естественно, что корундовые породы и породы с магнетитом следует рассматривать как результат метаморфизма соответственно бокситовых и железистых осадочных образований.

Главная масса глинозема Al_2O_3 совместно с SiO_2 дала начало широко распространенным в нижнем докембрии всех регионов силлиманитовым гнейсам. Эти гнейсы, их разновидности, с гранатом или без него, а также кианитовые сланцы и другие породы, например лептиты, слагают основу геологических разрезов докембрия. Нетрудно видеть, что они богаты глиноземом (в силлиманите и кианите 63,2% Al_2O_3 и 36,8% SiO_2).

Кроме того, следует обратить внимание на образование при выветривании первичного базальта остаточных продуктов Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , дающих чарнокитовый ряд пород при метаморфизме. И, наконец, интересно накопление Al в среде, богатой Na и Ca, причем Na и Ca находятся в определенной пропорции: Ca преобладает над Na (Na дольше остается в океане, отсюда Ca преобладает в плагиоклазах) — это, возможно, дает начало анортозитам. Строго говоря, чарнокиты и анортозиты уже являются продуктами первых геохимических циклов.

Необходимо подчеркнуть, что в результате разложения первичного базальта среди остаточных продуктов, возможно, были латериты, бокситы, высокоглиноземистые породы, но глины и аркозы при таком разложении не получатся.

Таким образом, в результате выветривания первичного базальта мы будем иметь следующие породы.

I. Образованные за счет химического разложения и накопленные на континенте:

1. Латериты, бокситы и железистые породы. Их немного, теоретически не более 20%, при полном разрушении базальта — обычно не более 7%. При метаморфизме за их счет образованы (видим в настоящее время) корундовые, диаспоровые, магнетитовые и другие породы. Поскольку эти породы возникли одними из первых, то в чистом виде они до нас практически не дошли благодаря неоднократному участию в больших геохимических циклах.

2. Высокоглиноземистые породы. Их много — 25—70%, обычно $\approx 60\%$. При метаморфизме за их счет образованы силлиманитовые, дистеновые и другие гнейсы и кристаллические сланцы.

3. Кремнистые породы. Количество их может быть очень велико, теоретически до 40%, но практически в начале катархея, вероятно, в пределах 20%. С ходом геологического времени количество их непрерывно растет, а состав становится разнообразным. При метаморфизме они дают различные кварциты, яшмовидные породы, силициты и кварцевые жилы (золото, вероятно, геохимически ведет себя так же, как кремний).

4. Чарнокиты и анортозиты (образование их обязательно после участия продуктов выветривания в геохимических циклах).

II. Образованные за счет растворения, выпадения из морской воды:

1. Доломиты, известняки.

2. Железистые и марганцевые осадочные породы.

3. Соли.

На долю этих пород при полном разложении базальта теоретически приходится до 35%, но обычно меньше — 10—15%. При метаморфизме они (видим в настоящее время) дают доломитовые мраморы, кальцифиры, железистые кварциты. Поскольку соли не выносят метаморфизма (не сохраняются, «дымят»), они, вероятно, в течение геологического времени играли исключительно важную роль в процессе переноса веществ и вызывали метасоматические явления (калиевый и натриевый метасоматоз в породах).

Таков перечень первых осадочных накоплений, возникших при разрушении первичного базальта и тех пород, которые затем из них сформировались. Кроме этих пород мы должны представить себе нахождение большого количества пирокластического материала, дающего при выветривании по существу те же химические продукты, что и базальты.

Необходимо подчеркнуть, что аркозов, типичных глин, глинистых сланцев еще нет, нет гранитов и гранитоидов, сиенитов, щелочных пород и карбонатитов. Все эти породы появляются постепенно и уверенно фиксируются лишь с середины архея, примерно 2,5 млрд. лет назад.

Нет и месторождений W, Mo, Sn, Cu, Hg и многих других, по существу нет гидротермальных месторождений, связанных с сульфидами, нет и многих других генетических типов месторож-

дений цветных и редких металлов, известных сейчас (например, скарновых).

Частичное или полное прохождение созданных при выветривании первичного базальта пород через геохимические циклы могло дать в дальнейшей геологической истории все разнообразие осадочных и магматических пород. Так появились гранитоиды — один из конечных наиболее распространенных метаморфизованных продуктов выветривания базальтов.

Характерно, что в течение геологической истории появляются все более кислые породы — кварциты, различные силициты, кварцевые жилы. Это объясняется тем, что большие геохимические циклы на них «не действуют». Примером могут служить те же гранитоиды, наиболее кислые разности которых — аляскинты — являются наиболее поздними, мезозойскими образованиями. Это касается и аплитовых разностей пород.

Посмотрим, как подтверждают наши рассуждения соответствующими геологическими разрезами. Н. В. Фролова (1950) попыталась выяснить происхождение древнейших архейских осадочных пород Алданского щита и с этой целью подсчитала по разрезу химический состав всех парапород юго-восточной Сибири.

Подсчет был произведен так: «была вычислена средняя мощность отдельных петрографических групп наиболее распространенных архейских парапород в различных сводных частях разреза. К таким наиболее распространенным петрографическим разностям относились кварциты, силлиманитовые, силлиманит-кордиерит-биотитовые, биотит-гранатовые, биотитовые, диопсидовые, гиперстеновые и роговообманковые гнейсы, гиперстеновые и роговообманковые плагиоклазовые сланцы, мраморы, кальцитовые и доломитовые кальцифиры и диопсидовые породы. Для всех этих типов пород был вычислен их средний количественный минералогический состав, а по нему уже вычислен теоретический состав каждой петрографической разности. Последний сравнивался с отдельными химическими анализами соответственных метаморфических пород Сибири. Затем вычислялась «удельная» мощность каждой петрографической группы внутри общего сводного разреза архейских парапород. Из всех этих отношений выводился средний, конечно, очень приближенный химический состав всей архейской толщи парапород» (Фролова, 1950).

Средний химический состав (в процентах) парапород архея юго-восточной Сибири таков (в сравнении со средним базальтом и средним гранитом, по Дэли, 1933):

	Парапороды	Базальты, по Дэли	Граниты, по Дэли
SiO ₂	54—57	49	70
Al ₂ O ₃	10—11	15	14,5
Fe ₂ O ₃ + FeO	12—13	12	3
MgO	5—6	6	0,5—1
CaO	8—8,5	9	2
Щелочи	4	4,5	7,5

Сопоставление этих цифр убедительно показывает, что образование разнообразных парапород архея юго-восточной Сибири вполне возможно при разложении базальтовых пород и невозможно при разложении гранитов. Подсчеты Н. В. Фроловой — хорошая иллюстрация того, что первичные породы сформировались при выветривании базальтов. К аналогичным выводам о близости среднего химического состава парапород докембрия Канады к составу базальта пришел Гилл (Gill, 1950). В дальнейшем мы можем из этих парапород, пустив их в геохимические циклы, получить любую существующую на земле горную породу.

Хочется сделать одно замечание. В разрезах архея Алдана и Прибайкалья, Украинского и Балтийского щитов, фундамента Русской платформы и других областей распространения докембрия встречаются амфиболиты. Они возникают за счет основных эффузивов и пирокластического материала (ортоамфиболиты).

Амфиболитов много в архее, протерозое и палеозое и нет в мезозое. Следовательно, переход от базальтовых пород к вышележащей гранитной оболочке должен быть постепенным через зону амфиболитов и других амфиболовых (и пироксеновых) пород (или пород типа габбро).

И еще раз о накоплении кварца, свободной SiO_2 . Кварцевые пески и кварц образуются в результате глубокого механического и химического выветривания пород. Кремнекислота накапливается в виде кварца в геологической истории планеты; однажды образовавшись, она практически не вступает в химические реакции, а лишь перекристаллизуется, давая кварциты, а при палингенезе — кислые вулканические породы и вулканические стекла. С течением времени все больше накапливается свободной SiO_2 в земной коре, количество ее было бы интересно подсчитать по геологическим системам. Также растет с течением времени количество карбонатных пород, первые прослои которых появились 2,5 млрд. лет назад.

Поведение отдельных химических элементов в геологической истории Земли хорошо изучено. Так, в ходе эволюции Земли происходило накопление Sr в карбонатных осадках планеты: отношение SrO/CaO закономерно увеличивается от докембрия к нашим дням. Это связано с прогрессивным освобождением Sr из плагиоклазов основных пород и большим временем пребывания Sr^{2+} в экзогенном цикле по сравнению с Ca^{2+} .

Итак, мы получили в результате дифференциации вещества базальтов уже довольно разнообразные породы. Нетрудно представить, что это разнообразие в геологическом развитии Земли, во времени, будет возрастать и давать все более крайние по химическому составу продукты.

Эти продукты, в большинстве своем горные породы, благодаря ультраметаморфизму могут переходить в расплавленное состояние, создавая разнообразные по составу вторичные магмы (мигмы). Последние снова проходят стадию выветривания и раз-

деления в процессах гипергенеза, дают еще более разнообразные по химическому составу продукты и снова могут подвергаться ультраметаморфизму. Общая схема такого геохимического цикла представлена на рисунке.

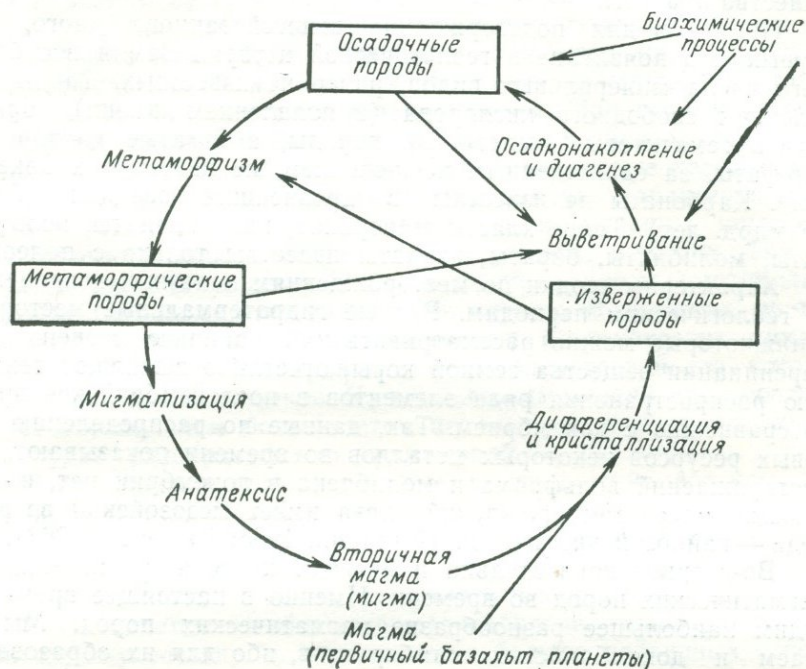


Схема геохимического цикла

Эти так называемые большие геохимические циклы протекают различно в океанических областях и на континентах, а также различно в платформенных и геосинклинальных условиях. Различные условия прохождения геохимических циклов определяют разнообразие и пестроту состава магматических и осадочных пород. Таким образом, в процессе эволюции вещества земной коры с течением времени появляются все более и более разнообразные химические соединения. Это положение подтверждается геохимическими исследованиями по изоморфизму химических элементов.

Известно, что наиболее чистые в отношении изоморфных примесей соединения характерны для зоны гипергенеза. И наоборот, минералы ранней магматической стадии характеризуются широкими изоморфными замещениями элементов. В. И. Вернадский (1954) еще в 1909 г. отчетливо показал уменьшение изоморфной смешности элементов в минералах при переходе от магматических к гипергенным продуктам. Учение об изоморфизме подтверждает это заключение.

Можно считать, что в настоящий момент мы имеем наибольшую дифференциацию вещества земной коры по химическому составу, чем когда-либо ранее. В этом заключается главное положение о необратимости геохимических процессов в эволюции вещества планеты.

Примеров для подтверждения вышесказанного много. В-первых, это появление в геологической истории Земли все большего числа минеральных видов, ранее не известных. Так, с появлением свободного кислорода (с появлением жизни) образовались гематитовые железистые породы, а богатые кислородом сульфаты, за единственным исключением, не известны в докембрии⁴. Карбонаты не известны в древнейших осадках (более 2,5 млрд. лет). Такие классы минералов, как ванадаты, вольфраматы, молибдаты, бораты, нитраты известны только с палеозоя.

Характерны сводки по месторождениям полезных ископаемых по геологическим периодам. Рудные гидротермальные месторождения, которые можно рассматривать как крайнюю степень дифференциации вещества земной коры, отчетливо выявляют тенденцию распространения ряда элементов в послекембрийское время по сравнению с докембрием. Так, данные по распределению мировых ресурсов некоторых металлов во времени показывают, что месторождений вольфрама и молибдена в докембрии нет, подавляющая масса месторождений олова имеет мезозойский возраст, меди — кайнозойский и т. д. (Билибин, 1955; Быховер, 1963).

Во-вторых, показательна и петрохимическая характеристика магматических пород во времени. Именно в настоящее время мы видим наибольшее разнообразие магматических пород. Мы не знаем и докембрийских кимберлитов, ибо для их образования нужны геохимические циклы (обломки осадочных пород).

Многие кислые и щелочные породы Средиземноморья, Кавказа и других областей появились только в мезозое и кайнозое, когда после геохимических циклов накопился достаточный материал для формирования соответствующей магмы. Таковы лейцитовые породы, пантеллериты, трахиты, дациты и обсидианы.

Очевидно, что продолжительность геохимических циклов различна для платформенных областей и подвижных зон земной коры. Сам геохимический цикл может быть определен как среднее время, за которое магматическая порода, выделившись из расплава, существует, подвергается выветриванию и осадочной дифференциации, продукты которой благодаря ультраметаморфизму снова переходят в расплав или подвергаются метасоматической переработке с образованием новых пород и новых минеральных тел.

Так, продолжительность геохимического цикла Русской платформы и Фенноскандии более чем 600 тыс. лет. За то же время

⁴ Известен ангидрит в верхнем докембрии Канады.

на Урале завершилось несколько геохимических циклов, отвечающих во времени байкальской, каледонской и герцинской эпохам складчатости (Миловский, 1968), а в Альпах, на Кавказе, в Андах был еще более молодой геохимический цикл, соответствующий альпийскому орогенезу. И весьма показательно, что именно в тех областях, где было больше геохимических циклов, мы видим большее разнообразие пород — магматических, осадочных, метаморфических — и минеральных месторождений, а также большую сложность строения земной коры. При этом интересно, что многие элементы, например ртуть, могут образовывать скопления только в тех участках земной коры, которые неоднократно участвовали в больших геохимических циклах. Характерно и то, что в ядрах геологических сооружений, испытавших несколько геохимических циклов, встречаются и реликты прежних. Так, на Кавказе мы видим докембрийские гранито-гнейсы, амфиболиты и другие глубокометаморфизованные породы. В областях, претерпевших несколько полных или частичных геохимических циклов, горную породу можно сравнить с фотопластинкой, на которой сделано несколько снимков. Каждый геохимический цикл соответствует снимку: чем больше этих циклов, тем темнее пластинка, тем труднее разобраться в истории горной породы.

Итак, рассматривая различные геохимические аспекты эволюции вещества, можно сделать следующие выводы. В последовательном необратимом развитии вещества Земли, в течение геологического времени:

1. Геохимические циклы становятся все более сложными.
2. Появляется все большее разнообразие горных пород по химическому составу, т. е. появляется больше различных сочетаний химических элементов.
3. Идет прогрессивная дифференциация химических элементов первичного базальта. С течением времени могут возникать такие скопления элементов, включая и месторождения полезных ископаемых, которые раньше не существовали.
4. Появляется все большее число минеральных видов. При этом наибольшее количество минеральных видов приходится на зону гипергенеза.
5. Появляются все более химически чистые соединения.
6. Изоморфные замещения в минералах все более уменьшаются.
7. Появляется все больше различных генетических типов месторождений минерального сырья.
8. Природные воды становятся все более разнообразными.
9. В прошлые геологические эпохи климатические различия были более сглажены, современный геологический момент — эпоха обострения климатических различий.
10. Происходит усложнение типов литогенеза. В предархейское время преобладали эффузивно-осадочный и аридный типы.
11. Следует отметить усложнение строения вещества (хотя

здесь еще много неясного). Усложнение в строении силикатов идет по схеме: «остров», «цепочка», «лист», «объем», т. е. точка — линия — плоскость — объем (оливин, пироксены, амфиболы, слюды, полевые шпаты, кварц) — это соответствует общей схеме эволюции вещества. Появляется все больше кристаллов средних сингоний.

12. Увеличение накопления SiO_2 — песка, кварцитов, карбонатных пород — необратимый процесс в геологической истории земной коры.

13. Появляются все более сложные живые организмы. Мы живем в ноосфере.

Наибольшее разнообразие и усложнение в строении вещества отвечает по времени настоящему моменту и происходит на стыке геосфер: литосферы, гидросферы и атмосферы, а точнее в биосфере. Именно в биосфере скапливаются такие элементы, которые не характерны для других геосфер, не кратны четырем, например калий. Человек как наиболее сложный продукт природы может существовать и развиваться только в этой области стыка различных геосфер и энергий, в области, где во всем многообразии протекают биогеохимические процессы и создается наибольшее число сочетаний химических элементов и их изотопов.

ЛИТЕРАТУРА

Барт Т. Ф. В. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. «Геохимия», 1964, № 4.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Бобров Е. Т. Связь коры выветривания на трапах с бокситообразованием. Сб. «Кора выветривания», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Проблема 14. Латериты». М., «Недра», 1964.

Бушинский Г. И. Успехи изучения бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.). Сб. «Генезис бокситов». М., «Недра», 1966.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре. Избр. соч., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. Происхождение вещества земной коры. «Геохимия», 1961, № 1.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 11.

Виноградов А. П. Химия Земли. «Глазами ученого». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Герасимов И. П. Современные латериты и их образование. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Проблема 14. Латериты». М., «Недра», 1964.

- Гинзбург И. И., Наджакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. Сб. «Кора выветривания», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». М., «Наука», 1967.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 3.
- Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере Кава Иджен (Индонезия). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 5.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания. Сб. «Геохимия литогенеза». М., ИЛ, 1963.
- Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. «Изв. вузов», сер. геол. и разв., 1961, № 11.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути ее разрешения. Избр. труды, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Лисицина Н. А. Некоторые данные о геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. ДАН СССР, 1965, т. 163, № 2.
- Лисицина Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород. Сб. «Геохимия осадочных пород и руд». М., «Наука», 1968.
- Лисицина Н. А., Пастухова М. В. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Проблема 14. Латериты». М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Меняйлов А. А. Латеритный тип кор выветривания на траппах Сибирской платформы. «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXII сесс. Проблема 14. Латериты». М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Миловский А. В. Сопоставление этапов тектоно-магматической активности Мугоджар, Урала и Тянь-Шаня (на основании определения возраста пород аргоновым методом). «Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Проблемы 6 и 13а. Проблемы геохимии и космологии». М., «Наука», 1968.
- Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. Сб. «Генезис бокситов». М., «Наука», 1966.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», 1965, № 1.
- Никитина А. П. Латеритная кора выветривания базальтов, амфиболитов и диорит-порфиритов. Сб. «Латериты». М., «Недра», 1964.
- Опарин А. И. Возникновение жизни на Земле. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Петров В. П. О минеральном составе и генезисе боксита и других продуктов латеритного выветривания. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры океана и атмосферы. «Геохимия», 1964, № 8.
- Сауков А. А. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 5.
- Синицын В. М. Эволюция геологических процессов. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1965, № 18.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 9.
- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. «Природа», 1950, № 9.
- Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. «Сов. геология», 1964, № 6.

Хайн В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. «Вести. Моск. ун-та», сер. геол., 1968, № 1.

Abbot A. T. Occurrence of gibbsite on the Island of the Kanai, Hawaiian Islands. «Econ. geol.», 1968, vol. 53.

Allen V. T. Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. «Econ. geol.», 1948, vol. 43.

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. «Princeton Univer. Press.», 1928, No. 3.

Daly R. A. Igneous rocks and the Depths of the Earth. N. Y., 1933.

Gill I. E. Original crust in the Canada shield area. «Bull. Geol. Soc. Am.», 1950, No. 62(2).

Green I. and Poldervaart A. Some basaltic provinces. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1955, No. 7.

Fox C. I. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.

Leith C. H. and Mead W. I. Metamorphic geology. N. Y., 1915.

Kersen van I. F. Bauxite deposits in Surinam and Demerara (British Guiana). «Leidsche geologische mededeelingen», 1956, vol. 21, Afc. 1.

Trendalle A. F. Carbon dioxide in the Precambrian atmosphere. «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1966, vol. 30, No. 4.

Wichman F. E. The «total» amount of Sediments and the composition of the «average igneous rock». «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1954, No. 5.

В. И. Трухин

О ФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАГНИТНОЙ ВЯЗКОСТИ
ГОРНЫХ ПОРОД

В результате магнитного последствия в горных породах возникает вязкая намагниченность. Постоянная магнитной вязкости S_v (Жиляева, 1971; Жиляева, Колесников, 1966) служит структурно-чувствительной характеристикой горных пород.

Однако экспериментальные данные о величинах постоянной S_v иногда трудно интерпретировать, так как до сих пор неясен физический механизм образования вязкой намагниченности.

В статье излагаются некоторые выводы о явлениях магнитного последствия в горных породах и о их связи с диффузионными процессами (Трухин, 1966, 1967, 1969).

Магнитная вязкость горных пород

Магнитовязкими называются горные породы, в которых под действием неизменяющегося по величине магнитного поля Земли с течением времени возрастает остаточная намагниченность. Эта намагниченность называется естественной вязкой остаточной намагниченностью (I_{nv}). В отсутствие магнитного поля I_{nv} самопроизвольно разрушается. Скорость нарастания I_{nv} относительно $\lg t$ является характеристикой магнитовязких свойств горной породы.

До последнего времени исследователи предполагали, что магнитная вязкость горных пород обусловлена процессами термического последствия в ферромагнитных минералах горных пород (Тропин, Власов, 1966; Шолпо, 1967). Однако по мере накопления экспериментальных данных стало ясно, что термическая вязкость, по-видимому, играет второстепенную роль в вязком намагничивании горных пород. В основном магнитовязкие измене-

ния вызываются диффузионными процессами в природных ферритах, каковыми являются титаномагнетиты (Диэлектрическая спектроскопия, 1958; Трухин, 1969).

Диффузионное последствие

Энергия связи между атомами разного вида в смешанном ферромагнитном кристалле может зависеть от направления линии связи атомов относительно направления спонтанной намагниченности. При изменении направления спонтанной намагниченности I_s под действием, например, внешнего магнитного поля некоторые атомы могут оказаться в термодинамически неравновесном состоянии. Переход этих атомов в термодинамическое равновесие может осуществляться в результате диффузии (Kneller, 1962; Neel, 1952).

Диффузионные процессы приводят к стабилизации существующей доменной структуры в ферромагнетике, что проявляется в спаде со временем начальной магнитной восприимчивости χ_0 (Споек, 1949; Kneller, 1962). Стабилизация представляет перестройку магнитной структуры. Если эта перестройка происходит в присутствии внешнего магнитного поля, то, как впервые на это указано в работе Я. Сноека (1949), наблюдается рост намагниченности I . Скорость перестройки магнитной структуры, а следовательно, и скорость изменения I , будет определяться возможной скоростью диффузионных процессов в ферромагнитном кристалле. Может быть такой случай, когда атомы находятся в неравновесном состоянии по отношению к I_s , однако переход их в равновесное состояние будет затруднен, так как условия в кристалле таковы, что при температуре эксперимента диффузия невозможна. Такой кристалл не будет обнаруживать заметной магнитной вязкости. Таким образом, магнитная вязкость характеризует процессы в кристаллической решетке, а тем самым характеризует степень разупорядоченности решетки. Остановимся на этом несколько подробнее.

Диффузия в твердых телах

В области низких температур кристаллы стехиометрического состава стремятся к идеально упорядоченному состоянию, но часто не могут достигнуть его по кинетическим причинам (Хауффе, 1962). При повышении температуры увеличиваются отклонения от упорядоченной структуры. Определенный процент элементов решетки (ионов или атомов) покидает свои регулярные места в узлах решетки и оказывается в промежуточных положениях, которые называются «междуузлиями». Покинутые узлы решетки называются «вакансиями». Возникновение такой разупорядоченности понятно и с энергетической точки зрения, так как разупорядоченные кристаллы обладают более высокой энтропией, чем

упорядоченные. Факт существования кристаллов нестехиометрического состава может быть объяснен, только если допустить в них наличие разупорядоченности (Jost, 1937).

Разупорядоченность является предпосылкой для протекания диффузионных процессов в кристалле. Например, поглощение и диффузию азота и углерода в γ -железо можно рассматривать как внедрение соответствующих атомов в междоузлия решетки металла. Твердую основу для понимания диффузионных процессов создали работы Вагнера и Шоттки (Wagner, 1930). Эти авторы обозначают нарушение решетки термином «разупорядоченность», а образование таких нарушений в решетке — «разупорядочением». Разупорядочение типа Вагнера — Шоттки представляет обратимый процесс, находящийся в термодинамическом равновесии, соответствующем обычным параметрам, определяющим состояние, т. е. давлению, температуре и составу атмосферы, окружающей твердое тело. Однако обратимое равновесие дефектов с кристаллом в целом достигается, как правило, только при повышенных температурах, когда подвижность дефектов настолько велика, что при любых условиях быстро устанавливается равновесие. При понижении температуры установление обратимого равновесия дефектов во всем кристалле в пределах разумной длительности опытов делается невозможным. В низкотемпературной области существенную роль будут играть необратимые нарушения в решетке (Wagner, 1930).

Следовательно, у разупорядочения, возникшего при высоких температурах, при охлаждении кристалла останется необратимая часть. Именно необратимое разупорядочение будет интересовать нас в ферромагнитных кристаллах, так как основные характеристики магнитной вязкости мы получали при $T \approx 20^\circ$, т. е. при низких температурах.

Согласно теории разупорядочения, диффузия ионов в ионных и валентных кристаллах рассматривается как перемещение соответствующих частиц по незанятым узлам решетки и по междоузлиям. Эти представления подтверждены многочисленными экспериментальными примерами (Хауффе, 1962; Wagner, 1930). Третьим возможным механизмом диффузии является взаимный обмен местами двух атомов в одном элементарном акте. Однако в ионных кристаллах, в частности шпинелях и обращенных шпинелях, можно практически принимать во внимание только возможность перемещения через междоузлия и вакансии (Hevesy, 1922). Таким образом, коэффициент диффузии D дает непосредственную информацию о степени разупорядоченности ионного кристалла.

Движущей силой диффузии является разность термодинамических потенциалов (Wagner, 1930). Путем перераспределения вещества система стремится к выравниванию локальных разностей потенциалов и, следовательно, к приближению к термическому равновесию; это выравнивание и осуществляется посредством диффузии. Коэффициент диффузии D указывает величину плот-

ности потока при заданном градиенте концентрации. D измеряется в $\text{см}^2/\text{сек}$ и является мерой скорости, с которой система способна выравнять разности концентраций и соответственно разности химических потенциалов. Эта скорость зависит только от подвижности атомов или ионов в решетке. Значения D для твердых тел в области температур от комнатной до 1500° изменяются от 10^{20} до $10^4 \text{ см}^2/\text{сек}$ (Hunt, 1932).

Коэффициенты диффузии, измеренные в поликристаллических образцах, могут сильно отличаться от коэффициентов диффузии в монокристаллических образцах. Большое влияние на величину D наряду с температурным интервалом и природой диффузионной среды имеют кристаллическое состояние, условия предварительной обработки и химический состав диффузионной среды. Последнее особенно важно для ионных кристаллов, так как малейшие посторонние примеси могут на несколько порядков изменить концентрацию дефектов, а следовательно, скорость диффузии частиц, входящих в состав кристалла.

По-видимому, примеси играют определяющую роль в перемещениях частиц природных ферромагнетиков, так как кристаллизация минералов в естественных условиях вряд ли происходит в химически чистой диффузионной среде.

При изучении диффузии на поликристаллических образцах картина усложняется, так как часто наряду с объемной диффузией (внедрением ионов в решетку) большое значение может иметь поверхностная диффузия и диффузия по границам зерен (Хауффе, 1962). Поскольку энергия активации диффузии по границам зерен значительно ниже энергии активации объемной диффузии, роль диффузии по границам зерен усиливается при более низких температурах. Скорости поверхностной диффузии и диффузии по границам зерен могут быть на несколько порядков выше скорости объемной диффузии.

Независимо от механизма диффузии между коэффициентом D , энергией разупорядочения E и энергией обмена местами U существует соотношение (Хауффе, 1962)

$$D = \text{const} \cdot z \cdot e^{-\frac{E+U}{RT}} = D_0 \cdot e^{-\frac{\Delta U}{RT}}, \quad (1)$$

где $E+U=\Delta U$ — энергия активации диффузии; z — координационное число кристаллической решетки. При диффузии, например, через вакансии z обозначает число соседних атомов, окружающих вакансию, E — энергию, необходимую для создания вакансии, U — энергию, необходимую для перевода соседнего атома в вакансию.

Теория диффузионной вязкости

Как показал Л. Неель (Neel, 1952), диффузия ионов, которые энергетически невыгодно расположены по отношению к спонтанной намагниченности I_s в ферромагнитном кристалле, приводит

к возникновению особого ряда магнитокристаллической анизотропии, которая является одноосной (ее ось совпадает с направлением I_s в данной точке ферромагнетика). Эту анизотропию, имея в виду ее происхождение, называют диффузионной. Причиной магнитного последствия (вязкости) служит то, что равновесное значение энергии диффузионной анизотропии $E_{D0}(x)$ устанавливается через некоторое время t , зависящее от времени релаксации τ диффузионного процесса:

$$E_D(x, t) = E_{D0}(x) (1 - e^{-t/\tau}). \quad (2)$$

Время релаксации τ сильно зависит от температуры:

$$\tau = \tau_0 e^{\frac{Q}{RT}}, \quad (3)$$

где Q — энергия активации диффузионного процесса; τ — величина, обратно пропорциональная коэффициенту диффузии D .

Как показал Е. Кнеллер (Kneller, 1962), намагниченность при диффузионном последствии растет по закону

$$I = I_0 + I_N (1 - e^{-t/\tau_H}), \quad (4)$$

где I_0 — мгновенная намагниченность; τ_H — время релаксации, пропорциональное времени релаксации диффузионного процесса; I_N — запаздывающая часть намагниченности.

Последствие в реальном кристалле характеризуется спектром времен релаксации τ_H . Поэтому уравнение для I следует записать так:

$$I = I_0 + I_N G(t), \quad (5)$$

где

$$G(t) = 1 - \int_0^{\infty} P(\tau_H) e^{-t/\tau_H} d\tau_H. \quad (6)$$

Подынтегральная функция $P(\tau_H)$ — плотность распределения времен релаксации.

Если считать, что спектр времен релаксации будет иметь прямоугольное распределение, ограниченное снизу и сверху $\tau_{H1} < \tau_H < \tau_{H2}$, то $G(t)$ можно выразить аналитически. Предположим, что $\tau_{H1} \ll \tau_H \ll \tau_{H2}$. В этом случае, согласно Е. Кнеллеру (Kneller, 1962)

$$G(t) \simeq K + \frac{\ln t}{\ln \tau_{H2}/\tau_{H1}}, \quad (7)$$

где K — некоторая постоянная.

Из приведенных уравнений следует, что в некотором интервале времен наблюдения вязкая намагниченность будет пропорциональна $\ln t$. Экспериментальные результаты находятся в хорошем соответствии с теорией.

Экспериментально наблюдались следующие зависимости от $\lg t$ (Шолпо, 1967; Rimbart, 1958, Shimizu, 1960):

$$I = I_0 + S \lg ct \quad (8)$$

и для остаточной вязкой намагниченности, полученной в лаборатории (I_{rv}):

$$I_{rv} = I_{r0} + S \lg ct, \quad (9)$$

$$\sqrt{I_{rv}} = \sqrt{I_{r0}} + S \lg ct. \quad (10)$$

В этих уравнениях S и c — некоторые постоянные, t — время образования вязкой намагниченности. Коэффициент S будет иметь несложную связь с временами релаксации диффузионного процесса и, следовательно, с коэффициентом диффузии.

Однако увеличение I , выражаемое теоретической формулой (5), может быть в принципе связано только с изменениями обратимой восприимчивости, а не остаточной намагниченности I_{rv} , как это следует из формул (9) и (10). Так как все данные о магнитной вязкости горных пород получены по измерениям вязкой остаточной намагниченности I_{rv} , то имеет смысл рассмотреть вопрос о росте I_{rv} при диффузионном последствии.

Согласно работам Е. Кнеллера и Л. Нееля (Kneller, 1962; Neel, 1952), полная магнитная восприимчивость изменяется с течением времени в результате диффузионного последствия по закону

$$\frac{1}{\kappa(t)} = \frac{1}{\kappa_A} + \frac{1}{\kappa_N} e^{-t/\tau_H}, \quad (11)$$

где κ_A — равновесное значение восприимчивости; κ_N — ее запаздывающая часть.

Наше рассмотрение будет относиться к одному времени релаксации τ_H . Однако при наличии спектра времен релаксации все выводы будут справедливы при условии замены члена $(1 - e^{-t/\tau_H})$ на временной фактор $G(t)$.

Величину остаточной вязкой намагниченности можно рассчитать, оценив уменьшение обратимой намагниченности в результате спада начальной магнитной восприимчивости. Мы предполагаем, что явление спада восприимчивости в присутствии слабого поля происходит так же, как и без поля.

Л. Неель (Neel, 1952) дает следующее выражение для спада начальной магнитной восприимчивости:

$$\frac{1}{\kappa_0(t)} = \frac{1}{\kappa_0} + \frac{1}{\kappa_{N0}} (1 - e^{-t/\tau_H}). \quad (12)$$

Здесь κ_0 — начальная восприимчивость при $t=0$.

Положим, что поле $H = H_0$ настолько мало, что восприимчивость в H_0 приблизительно равна начальной магнитной восприим-

чивости. Тогда обратимую (или индуктивную) намагниченность в поле H_0 можно получить на основании уравнения (12):

$$I_i = \kappa_0(t) \cdot H_0. \quad (13)$$

Положим в уравнении (12)

$$\left. \begin{aligned} \kappa_0(0) &= \kappa_0, \\ \kappa_0(\infty) &= \kappa_0 - \Delta\kappa_0. \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

После несложных преобразований получим

$$I_i = \frac{\kappa_0(\kappa_0 - \Delta\kappa_0) \cdot H_0}{\kappa_0 - \Delta\kappa_0 \cdot e^{-t/\tau_H}}. \quad (15)$$

Аналогичным образом вычислим полную намагниченность I . Обозначив в уравнении (11)

$$\left. \begin{aligned} \frac{\kappa_A \cdot \kappa_N}{\kappa_A + \kappa_N} &= \kappa_0 \text{ при } t = 0, \\ \kappa_A &= \kappa_0 + \Delta\kappa \text{ при } t \rightarrow \infty, \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

будем иметь

$$I = \frac{\kappa_0(\kappa_0 + \Delta\kappa) \cdot H_0}{\kappa_0 + \Delta\kappa \cdot e^{-t/\tau_H}}. \quad (17)$$

Остаточную вязкую намагниченность I_{rv} получим как разность $I - I_i$:

$$I_{rv} = \left[\frac{\kappa_0(\kappa_0 + \Delta\kappa)}{\kappa_0 + \Delta\kappa \cdot e^{-t/\tau_H}} - \frac{\kappa_0(\kappa_0 - \Delta\kappa_0)}{\kappa_0 - \Delta\kappa_0 \cdot e^{-t/\tau_H}} \right] \cdot H_0. \quad (18)$$

При $t = 0$, $I_{rv} = 0$; при $t = \infty$

$$I_{rv} = (\Delta\kappa + \Delta\kappa_0) \cdot H_0. \quad (19)$$

Уравнения (18) и (19) показывают, хотя и качественно, что в результате диффузионного последствия увеличивается как полная, так и остаточная намагниченности.

Таким образом, мы вправе делать выводы о диффузионных процессах в ферромагнитном кристалле на основании изучения только остаточной вязкой намагниченности I_{rv} .

* * *

Вышеизложенное о природе вязкого намагничивания позволяет довольно обоснованно предположить, что коэффициент вязкости имеет закономерную связь с коэффициентом диффузии. Следовательно, повышенные значения S_v должны свидетельство-

вать о большем разупорядочении в ферромагнитном кристалле.

Однако к повышению магнитной вязкости может привести и наличие примесей в кристаллической решетке. Возможно, что аномально низкие значения S_v у базальтов из рифтовых зон, о которых говорится в статье В. А. Жилиевой (1971), связаны с очень малым количеством примесей в ферромагнитных минералах. Степень разупорядочения в них должна быть довольно высокой, так как кристаллизация твердых титаномагнетитовых растворов происходила при высоких температурах.

Детальные исследования магнитной вязкости, с точки зрения ее связи с диффузионными процессами, по-видимому, могут дать ценную информацию о кристаллической решетке ферромагнитных минералов, а также о термодинамических условиях и диффузионной среде, в которой происходила кристаллизация.

ЛИТЕРАТУРА

Диэлектрическая спектроскопия. М., ИЛ, 1960.

Жилиева В. А. О возможности использования характеристик магнитной вязкости при изучении условий кристаллизации базальтов. Сб. «Вопросы геологии». Изд-во МГУ, 1972.

Жилиева В. А., Колесников Л. В. Зависимость коэффициента магнитной вязкости от особенностей ферромагнитного зерна. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1966, № 11.

Сноек Я. Исследования в области новых ферромагнитных материалов. М., ИЛ, 1949.

Тропин Ю. Д., Власов А. Я. Некоторые вопросы теории магнитной вязкости горных пород. «Изв. АН СССР», физика Земли, № 5.

Трухин В. И. Экспериментальное исследование вязкой намагниченности. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1966, № 5.

Трухин В. И. О возможности определения абсолютного возраста горных пород по величине вязкой намагниченности. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1967, № 2.

Трухин В. И. Магнитное последствие горных пород. «Тр. конф. «Ломоносовские чтения». Изд-во МГУ, 1969.

Хауффе К. Реакции в твердых телах и на их поверхности. М., ИЛ, 1962.

Шолпо Л. Е. О закономерностях магнитной вязкости горных пород и методике ее изучения. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1967, № 6.

Hevesy G. Über die Auflockerung vom Kristallgittern. «Z. phys. Chem.», 1922, Bd. 5.

Hunt L. B. A Study of the Structure of Electrodeposited Metals. «J. Phys. Chem.», 1932, vol. 36, No. 8.

Jost W. Diffusion und chemischen Reaktion in festen Stoffen. «Z. Phys.», 1937, Bd. 38, Hf. 54.

Kneller E. Ferromagnetismus. Berlin, 1962.

Néel L. Le trainage magnetique de diffusion. «Phys. Rad», 1952, vol. 11.

Rimbert F. Contribution l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations remanentes roches. «Thesis». Paris, 1958.

Shimizu J. Magnetic Viskosity of Magnetite. «J. Geom. Geol.», 1960, vol. 11, No. 4.

Wagner C. Thermodynamik metallischer Mehrstoffsysteme. «Z. Phys. Chem.», 1930, Bd. 113.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАГНИТНОЙ ВЯЗКОСТИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВ

В последние годы магнитометрические методы нашли применение при изучении термодинамических условий формирования магматических расплавов на различных глубинах под земной поверхностью (Багин и др., 1969а, б). В разных типах базальтов встречаются ферримагнитные минералы, представляющие собой твердые растворы титано-магнетитового ряда. Крайними членами этого ряда являются ферримагнитный магнетит Fe_3O_4 , обладающий высокими магнитными свойствами, и парамагнитная ульвошпинель Fe_2TiO_4 , вклад которой в намагниченность породы ничтожен. В Fe_3O_4 и Fe_2TiO_4 ионы Fe^{2+} могут быть замещены другими двухвалентными ионами, как например Mg, Mn и др. Температура (точка) Кюри магнетита $\theta_K^\circ = 585^\circ$. Промежуточные члены ряда (титаномагнетиты) имеют различные точки Кюри $0 < \theta_K^\circ < 585^\circ$. Известно, что точки Кюри титаномагнетитов находятся в обратной зависимости от содержания в твердом растворе Fe_2TiO_4 (Нагата, 1965). В свою очередь, содержание Fe_2TiO_4 определяется термодинамическими (P , T) условиями образования твердого раствора на различных глубинах под земной поверхностью. Таким образом, устанавливается связь между точкой Кюри и P -, T -условиями, а тем самым и с глубиной магматического очага (Багин и др., 1969б). Безусловно, надежную информацию будут давать только те базальты, магнитная фракция которых не претерпела существенных изменений после излияния на поверхность.

Помимо точки Кюри условия образования магнитных минералов будет отражать магнитная вязкость. Постоянная магнитной вязкости S_v является структурно-чувствительным магнитным параметром, зависящим от различных структурных неоднородностей магнитных минералов (Жилыева, Колесников, 1966). Следовательно, изучая магнитную вязкость базальтов, можно судить об особенностях зерен магнитной фракции, а также о термодинамических условиях их образования. Таким образом, изучение магнитной вязкости может дать важную информацию об условиях кристаллизации магнитных минералов, а следовательно, о термодинамических условиях кристаллизации базальтовых магм.

Решетка реальных кристаллов искажена физическими дефектами, одни из которых относятся к дефектам на уровне кристаллической решетки (точечные и линейные дислокации), другие представляют собой макродефекты (объемные: пустоты, включения второй фазы) и дефекты, занимающие промежуточное положение между ними (поверхностные: границы зерен и двойников, межфазные границы, дефекты упаковки, поверхность кристалла) (Ван Бюрен, 1962). В природных магнитных минералах все виды описанных дефектов имеют место, однако изучить влияние каждого из них на магнитную вязкость на таком объекте, как горная порода или природные магнитные минералы, не представляется возможным, поскольку каждый из дефектов по отдельности в природе, как правило, не встречается. Поэтому исследовано влияние на магнитную вязкость лишь структурных особенностей зерен магнитных минералов. Эти особенности по существу представляют собой комплексы физических дефектов и имеют в природе очень широкое распространение.

Выделения магнитных минералов, вкрапленные в рудах и горных породах в немагнитную матрицу и ограниченные поверхностью роста или растворения, в данном рассмотрении мы считали зернами. Все остальные поверхности, возникающие в таких зернах, как границы блоков и частей мозаики, границы включений, поверхности мартитов и маггемитов считались элементами их усложнения.

Исследовано влияние на магнитную вязкость или вязкую намагниченность I_{rv} лишь некоторых особенностей таких зерен: внешних — размер и частично форма; внутренних — зональность, распад твердого раствора (магномагнетит — шпинель; магнетит — магнезиальная ульвошпинель), мартитизация, маггемитизация.

Каждая из этих особенностей зерен определяется некоторыми возможными причинами. Они, конечно, многообразны и широко известны. Однако стоит вспомнить о некоторых из них. Размер зерен в значительной степени определяется скоростью кристаллизации, важную роль играет также концентрация вещества (Григорьев, 1961). Форма зерен зависит от условий их роста. Зональное строение является в целом признаком относительно быстрого роста, низких температур и нечистых растворов. Мозаичность связана с ошибками при присоединении атомов к поверхности растущего кристалла, с возникновением дислокаций, неравномерностями в распределении химических примесей и др. Мозаичное и блоковое строение может получаться также при механических деформациях. Включения могут быть, например, продуктами распада твердых растворов или результатом замещения химического соединения в связи с изменениями в окружающей среде. Мартиты и маггемиты — продукты процесса окисления.

О структурных особенностях зерен магнитных минералов можно судить по величинам структурно-чувствительных магнитных параметров, таких, как параметры насыщения I_{rs} , H_{es} , H'_{cs} ,

начальная магнитная восприимчивость χ_0 и постоянная магнитной вязкости S_v (подробнее см. Трухин, 1971):

$$S_v = \frac{\sqrt{I_{rv}(t_2)} - \sqrt{I_{rv}(t_1)}}{\sqrt{I_{rv}(t_1)} (\lg t_2 - \lg t_1)}$$

Все эти параметры, за исключением постоянной магнитной вязкости S_v , зависят не только от структуры зерна, но и от других факторов. Параметры насыщения H_{es} и H'_{cs} , характеризующие коэрцитивность материала, зависят в большей степени от состава магнитной фракции. I_{rs} и χ_0 кроме состава сильно зависят от концентрации магнитной фракции. Только постоянная магнитной вязкости S_v реагирует в основном на структурные особенности зерна. Правда, поскольку структурные особенности зерен очень разнообразны, невозможно по величине S_v без привлечения дополнительных данных сказать, с какими же именно структурными особенностями зерен мы имеем дело в каждом конкретном случае. Однако можно быть уверенными, что высокие значения S_v у образцов с крупнозернистой магнитной фракцией свидетельствуют о наличии существенных структурных неоднородностей в их зернах.

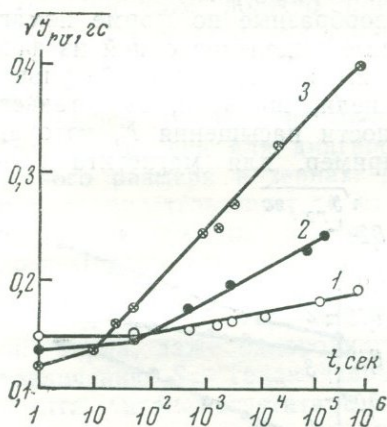


Рис. 1. Зависимость $\sqrt{I_{rv}}$ от $\lg t$ магномagnetита с 10,99 весовыми процентами MgO (месторождение Камышевский Байкитик) при различных стадиях мартитизации: 1 — до нагрева; 2 — после нагрева до 450°; 3 — после нагрева до 900°

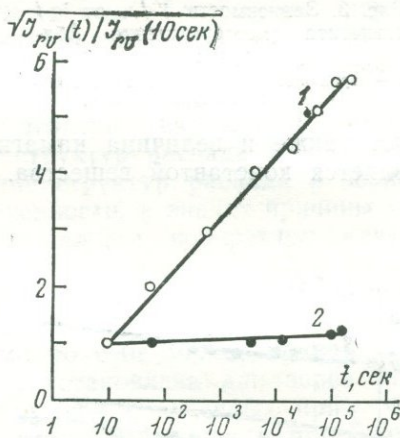


Рис. 2. Зависимость $\sqrt{\frac{I_{rv}(t)}{I_{rv}(10 \text{ сек})}}$ от $\lg t$ магномagnetитов: 1 — магнетитизированный с 6,21 весовыми процентами MgO (месторождение Красноярское); 2 — без магнетита с 4,06 весовыми процентами MgO (месторождение Ковдор)

Такие структурные неоднородности зерна, как решетчатые и сетчатые выделения мартита и магнетита приводят к увеличению (усилению) процессов магнитной вязкости (рис. 1, 2). Однако диагностика их нетрудна, поскольку они видны при просмотре

аншлифа под обычным рудным микроскопом. Исследования на рудах, в основном магнетитовых, показали, что в ряде случаев образцы с крупными оптически гомогенными зёрнами магнитной фракции характеризовались высокими значениями S_v (рис. 3).

В этих случаях при электролитическом травлении была установлена зональность, связанная с неравномерными условиями роста зёрен (Жилиева, Колесников, 1966). В других случаях только при просмотре под электронным микроскопом удавалось наблюдать структуры распада в зёрнах магнитной фракции (Мясников, Боярская, 1965; Цветков и др., 1965). На рис. 4 и 5 представлена зависимость $\sqrt{I_{rv}}$ от $\lg t$ при наличии такой неоднородности в зёрнах.

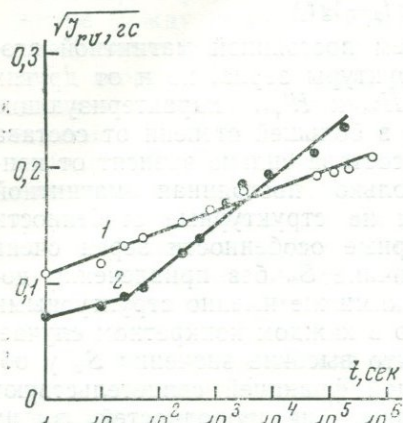


Рис. 3. Зависимость $\sqrt{I_{rv}}$ от $\lg t$ магнетита (месторождение Абакан):

1 — зёрна без зональности; 2 — зональные зёрна

увет также и величина намагниченности насыщения I_s , которая является константой вещества. Например, для магнетита $I_s =$

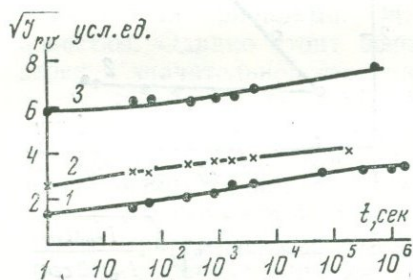


Рис. 4. Зависимость $\sqrt{I_{rv}}$ от $\lg t$ титаномагнетита (месторождение Лесная сопка):

1 — до нагрева; 2 — после нагрева до 625° в течение 15 мин; 3 — после нагрева до 625° в течение 1 час 30 мин

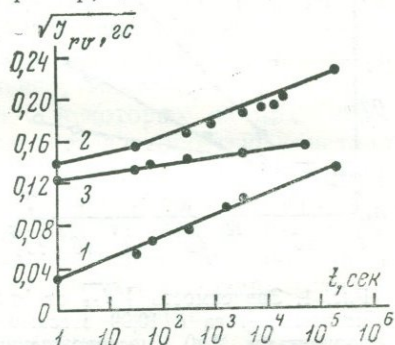


Рис. 5. Зависимость $\sqrt{I_{rv}}$ от $\lg t$ титаномагнетита (месторождение Кугда):

1 — до нагрева; 2 — после нагрева до 625° в течение 15 мин; 3 — после нагрева до 625° в течение 4 час 30 мин

$= 92 \sim 93$ CGSM/g при комнатной температуре (Нагата, 1965). Всякое ее уменьшение говорит о том, что часть магнитного зёрна немагнитна. Необходимым условием определения I_s является ме-

ханическое выделение мономинеральной фракции. Однако это возможно лишь в случае руд. В горных породах зерна магнитной фракции представляют собой редкие вкрапления в немагнитную матрицу. Поэтому механическое их выделение представляет большие трудности, а в случае мелких зерен становится невозможным.

Применение S_v для диагностики структур распада не требует выделения зерен из породы. Необходимо лишь помимо определения S_v в естественном состоянии породы также определение его после соответствующей термообработки. Исследования показали, что такой термообработкой должен быть прогрев до температуры, несколько превышающей точку Кюри образца с последующим охлаждением в режиме закалки. Такой режим охлаждения был выбран из тех соображений, что помимо немагнитных выделений в зерне повышение S_v может быть вызвано наличием внутренних напряжений, связанных с определенными условиями роста кристаллитов или выделениями, порождающими внутренние напряжения в зерне. При быстром охлаждении будет фиксироваться состояние образца при высокой температуре, в том числе и регомогенизация структур распада (растворение немагнитных включений), если они имели место. При таких условиях термообработки уменьшение S_v будет связано лишь с процессом регомогенизации. При этом должно происходить также изменение формы зависимости I от t° (термагнитной кривой), что свидетельствует об изменении фазового состава образца. Изменение максимальной точки Кюри θ_K° — необязательное условие.

Таким образом, постоянная магнитной вязкости S_v может быть применена для диагностики структур распада микроскопического размера в зернах. Наличие структур распада в зернах всегда свидетельствует об их измененности, а значит причины повышенных значений величин S_v в каждом конкретном случае должны быть установлены.

Итак, мы рассмотрели примеры случаев повышения S_v в крупных зернах. Они справедливы и для мелких зерен, но уменьшение зерна, даже однородного, само по себе может приводить к увеличению S_v . Такая зависимость установлена для зерен магнетита, титаномагнетита и гематита, как полученных при дроблении крупных зерен, так и для зерен, выросших в природных условиях. Увеличение наблюдается для зерен с $d < 25 \text{ мк}$ (рис. 6).

Исследование образцов базальтов из рифтовых зон, т. е. таких образцов, у которых кристаллизация вещества происходила в особых условиях, показало, что они обладают аномально низкими величинами S_v (0,1—0,3). Прямым методом, т. е. при просмотре под обычным рудным микроскопом шлифов этих образцов, было установлено, что величины зерен их магнитной фракции составляли единицы микрон. При таком размере зерен S_v должно было бы быть равным 1,5, согласно рис. 6. Малая величина зерна, как известно, свидетельствует о быстром охлаждении магмы и, значит, она отражает состояние вещества при высокой темпе-

ратуре. Это дает право судить в таких случаях по параметрам, характеризующим вещество, излившееся на поверхность, об условиях его формирования. Полученные данные привели к заключению, что глубинные условия каким-то образом влияют на кристаллизацию магнитной фракции, хотя она становится магнитной только на поверхности.

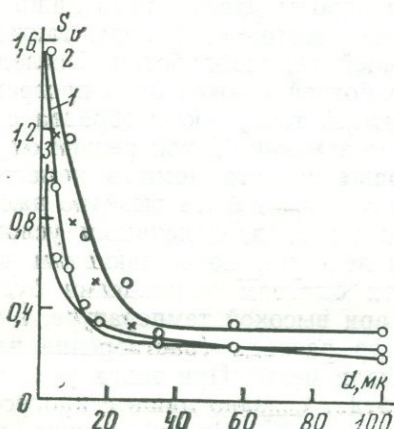


Рис. 6. Зависимость S_v от размера зерен d :

1 — гемацит магнетитизированный (месторождение Кривой Рог); 2 — титаномагнетит (месторождение Куса); 3 — гемацит (месторождение Кривой Рог) после нагрева до 550° (произошло превращение $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, x — значения S_v магнетита (месторождение Абакан))

К настоящему времени пониженные значения S_v при наличии мелкозернистой магнитной фракции установлены в базальтах из рифтовых зон Индийского океана, Прибайкалья и Сирии. Такие значения S_v свидетельствуют о том, что зерна магнитной фракции этих базальтов не содержат существенных неоднородностей, которые бы усиливали процесс магнитной вязкости.

Полученные результаты позволяют высказать предположение, что постоянная магнитной вязкости S_v может быть использована для выяснения условий кристаллизации базальтов, которые являются продуктами излияния с больших глубин. По-видимому, условия кристаллизации на больших глубинах таковы, что приводят к меньшей неоднородности зерен магнитных минералов.

Интересно отметить аномальное поведение базальтов из рифтовых зон по другой магнитной характеристике — термоостаточной намагниченности I_{rt} (I_{rt} — намагниченность, возникающая в образце при охлаждении от температур, превышающих точку Кюри, в магнитном поле).

Поведение I_{rt} считается аномальным, если при ее образовании наблюдается понижение I_{rt} в каком-либо температурном интервале. В качестве примера можно привести поведение I_{rt} двух образцов с нормальным и аномальным поведением (рис. 7). Такое

аномальное поведение I_{rt} было обнаружено нами на образцах базальтов, поднятых со дна Индийского океана. Ранее оно установлено японскими исследователями на образцах базальтов из рифтовой зоны Тихого океана. Было высказано мнение, что такое поведение I_{rt} присуще образцам подводных базальтов (Ozima,

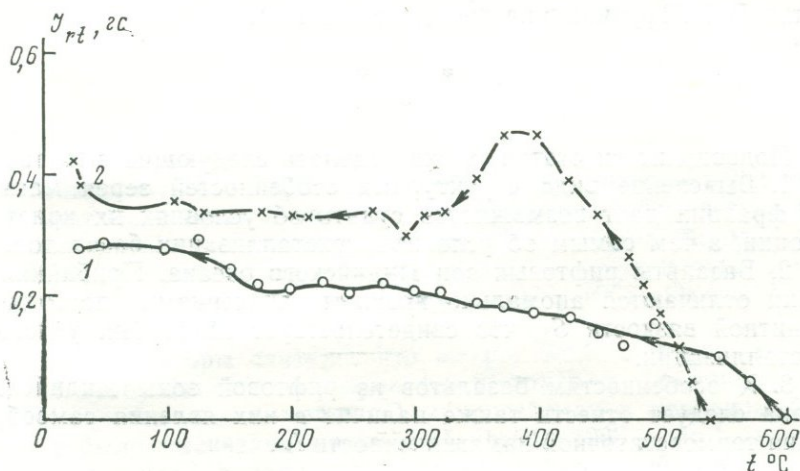


Рис. 7. Образование I_{rt} при охлаждении от 625° во внешнем магнитном поле 5 э:
1 — магнетит (месторождение Абакан); 2 — титаномагнетит (месторождение Кугда)

Ozima, 1967). Аномальное поведение I_{rt} связано с образованием отрицательных намагниченностей, т. е. намагниченностей противоположного направления по отношению к направлению магнитного поля, приложенного во время охлаждения. Это явление носит название самообращения I_{rt} ; оно обусловлено физико-химическими условиями, при которых происходило образование I_{rt} .

Состав магнитной фракции базальтов, отнесенный к серии титаномагнетитов, как было установлено специальными исследованиями (Багин и др., 1969б), характеризуется низкими точками Кюри (150—250°). При термообработке в воздухе в лаборатории образцы постепенно окисляются. При этом наблюдается повышение точки Кюри (от 130 до 525°). На определенной стадии такой термообработки, когда образец находится в состоянии частичного окисления, наблюдается понижение I_{rt} . Такое отклонение от нормального поведения I_{rt} наблюдается после прогрева до 300°. Механизм возникновения такой аномальности, который привлекают японские исследователи для объяснения полученных ими результатов, связан с возникновением вакансий в кристаллической решетке титаномагнетита в процессе окисления (Ozima, Ozima, Капеока, 1968). Возможно, и для объяснения наших результатов он будет применим. Следовательно, отсутствие аномальности I_{rt} у

гомогенного образца в естественном состоянии может свидетельствовать об отсутствии или незначительном содержании таких дефектов. Здесь мы можем говорить о влиянии точечных дефектов в кристаллической решетке. Что касается дефектов, ответственных за магнитную вязкость, то не исключена возможность, что кроме макроскопических дефектов на нее влияют и точечные (см. статью В. И. Трухина в настоящем сборнике).

* *
*

Подводя итоги статьи, можно сделать следующие выводы.

1. Выяснение вида структурных особенностей зерен магнитной фракции дает возможность судить об условиях их кристаллизации, а тем самым об условиях кристаллизации базальтов.

2. Базальты рифтовых зон Индийского океана, Прибайкалья, Сибири отличаются аномально низкими значениями постоянной магнитной вязкости S_v , что свидетельствует об особых условиях кристаллизации.

3. К особенностям базальтов из рифтовой зоны Индийского океана следует отнести также наличие в них явления самообращения термоостаточной намагниченности I_{rr} .

ЛИТЕРАТУРА

Багин В. И. и др. Данные о магнитных свойствах платобазальтов и щелочных базальтоидов южной окраины Русской платформы. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1969а, № 9.

Багин В. И. и др. Изучение фазового состава ферромагнитной фракции базальтов. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1969б, № 11.

Ван Бюрен. Дефекты в кристаллах. М., ИЛ, 1962.

Григорьев Л. П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.

Жилыева В. А., Колесников Л. В. Зависимость коэффициента магнитной вязкости S_v от особенностей ферромагнитного зерна. «Изв. АН СССР», сер. физика Земли, 1966, № 11.

Мясников В. С., Боярская Р. В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронномикроскопическое их исследование. «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 5.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965.

Цветков А. И. и др. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 2.

Ozima M., Ozima M. Self reversal of remanent magnetisation in some dredged submarine basalts. «Earth and Planet. Sci.», 1967, vol. 3.

Ozima M., Ozima M., Kaneoka I. Potassium-Argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. «J. Geophys. Res.», 1968, vol. 73, No. 2.

К ВОПРОСУ О ДЛИННОПЕРИОДНЫХ МИКРОСЕЙСМАХ

Микросейсмы с периодом более 10 сек вызывают все больший интерес в связи с развитием наблюдений сейсмических волн на длиннопериодной аппаратуре. Подобные микросейсмы наблюдаются повсеместно, так как источники их могут носить и местный и глобальный характер (Oliver, 1962, 1963; Oliver, Ewing, 1957; Zatopek, 1964).

Многие авторы считают, что микросейсмы с периодами 10—30 сек возбуждаются в результате штормов и циклонов, действующих в океанах и морях. О микросейсмах с периодом более 30 сек было высказано мнение (Haubrich, 1965 и др.), что этот шум обусловлен влиянием локальных возмущений — ветра, воздействующего на структуру вблизи помещения (это главным образом сказывается на записях горизонтальных компонент), а также турбулентности воздуха внутри колпака, которая может быть связана с термической конвекцией или плохой изоляцией от изменений барометрического давления.

Учитывая малую изученность указанного интервала периодов микросейсм и их практическую важность, мы попытались провести исследование нескольких случаев записи длиннопериодных микросейсм, зарегистрированных на отечественной сети сейсмических станций, с целью определения их физических характеристик и возможных причин возникновения.

Исходные данные

Из материалов наблюдений на длиннопериодной аппаратуре сейсмических станций «Москва», «Пулково» и «Обнинск» за период 1966—1968 гг. было выбрано лишь несколько случаев записи микросейсм повышенной интенсивности с видимым периодом более 10 сек, которые носили относительно регулярный характер. Одновременно всеми тремя станциями были зарегистрированы микросейсмы 5/XII 1967 г. и 28/I 1968 г. Остальные случаи носили локальный характер. Некоторые из них — 2/VII 1968 г. и 7/VII 1968 г. — были также нами рассмотрены. Амплитудно-частотные и фазовые характеристики регистрирующей аппаратуры приведены на рис. 1.

Спектральный анализ микросейсм

Прежде всего нами был определен спектральный состав выбранных случаев записи микросейсм. Вычисление спектров производилось на ЭВМ методом параболической интерполяции со спрямлением фазовых спектров. Оптимальная длина исследуемой

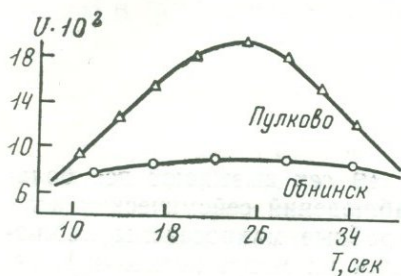


Рис. 1. Амплитудно-частотные и фазовые характеристики регистрирующей аппаратуры (Z-компонента)

записи была определена путем сравнения спектров для нескольких примеров различной длины. На рис. 2 показаны спектры для 4- и 6-минутного интервалов. Как видно, они заметно не различаются в пределах периодов 5—35 сек.

Амплитудные спектры были получены для всех указанных выше случаев. Для примера на рис. 3 показаны амплитудные спектры для Пулково и Обнинска 5/XII 1967 г. Здесь выделяются два основных максимума на периодах 7 и 14 сек и 8 и 16 сек. Амплитуды максимумов периодов 7—8 сек на порядок больше, чем периодов 14—16 сек. Наблюдается отчетливая корреляция спектров для Пулково и Обнинска, что свидетельствует о глобальном характере этих микросейсм. Так как интенсивность их в Пулково выше, чем в Обнинске, то

можно предположить, что источник микросейсм находится на более близком расстоянии от Пулково. На рис. 4 приведен амплитудный спектр для 2/VII 1968 г. Сравнение записей и спектров для различных станций показало, что микросейсм в Пулково имеют местный характер. Основной максимум расположен на периоде 28 сек и абсолютная величина $A=50$ мк такова, что при увеличении приборов порядка 10^3 необходимо учитывать возможность присутствия такого вида помех. На вертикальной компоненте в этом случае заметные амплитуды отсутствуют.

Поляризация

Поляризация — одна из наиболее показательных и важных характеристик волнового процесса. Большинство известных типов волн в упругой среде имеют специфическую картину движения частиц почвы при распространении волны, что дает возможность

в ряде случаев расчленять сложные волновые процессы на отдельные компоненты и идентифицировать их с известными типами волн.

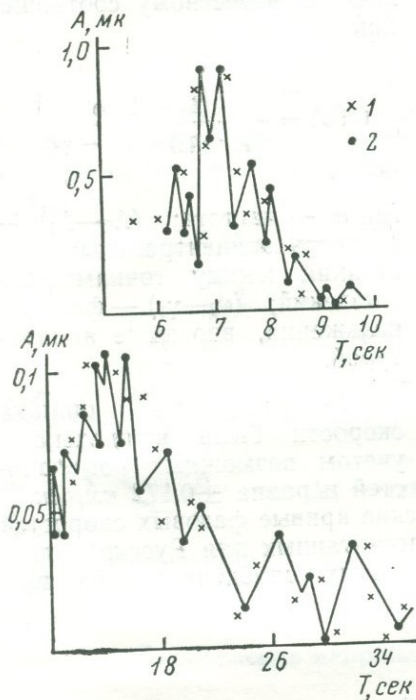


Рис. 2. Сравнение спектров, полученных из записей разной длины: 1 — 6 мин; 2 — 4 мин

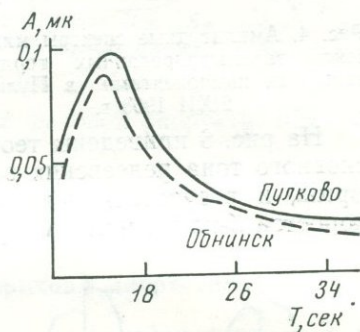


Рис. 3. Амплитудные спектры микросейсмической бури 5/XII 1967 г.

Для исследования особенностей поляризации микросейсм была выбрана буря 5/XII 1967 г. Были построены траектории движения частиц в вертикальной плоскости. Как видно из рис. 5, они близки к эллипсам. Средние значения отношений R_z/R_H для Пулково 1,3, для Обнинска — 1,2. Такие низкие значения, возможно, связаны с присутствием, кроме волн Релея, и волн Лява в составе микросейсм.

Скорость распространения микросейсм и строение Русской платформы

Величина скорости распространения не менее важная характеристика волнового процесса, чем поляризация, а так как она зависит от упругих параметров среды по пути распространения волны, то можно получить информацию о структуре Земли на этом пути.

Располагая фазовыми спектрами, мы получили дисперсионную кривую фазовых скоростей на профиле Пулковско — Обнинск. Фазовые скорости определялись по известному соотношению

$$C(\omega) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1)\omega}{(\varphi_2 - \varphi_1) + (\gamma_2 - \gamma_1)},$$

где ω — частота; $(\Delta_2 - \Delta_1)$ — разность эпицентральных расстояний между точками наблюдений; $(\gamma_2 - \gamma_1)$ — фазовые искажения, вносимые аппаратурой.

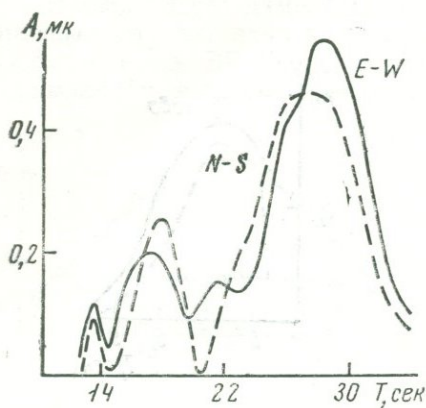


Рис. 4. Амплитудные спектры микросейсм, зарегистрированных горизонтальными компонентами в Пулковско 2/XII 1968 г.

На рис. 6 приведены теоретические кривые фазовых скоростей основного тона релеевских волн, рассчитанных для Русской платформы, и результаты экспериментальных определений фазовых скоростей Z-компоненты микросейсм.

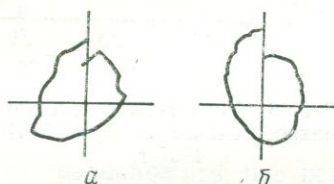


Рис. 5. Траектории движения частиц почвы в вертикальной плоскости, направленной на источник, 5/XII 1967 г.

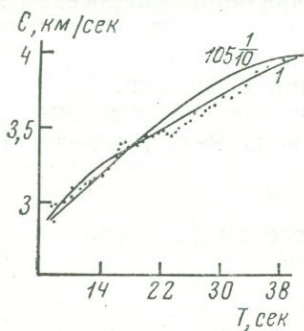


Рис. 6. Теоретические дисперсионные кривые и экспериментальные определения фазовых скоростей микросейсм

Модель 105 1/10 взята из работы Е. Ф. Саваренского, В. Б. Гласко, Я. Ш. Гранита (1965) и определяется следующими параметрами:

h , км	a , км/сек	b , км/сек	ρ , г/см ³
4	4	2	2,2
16	6	3,45	2,7
20	6,8	3,95	2,9
∞	8,1	4,7	3,3

Наилучшим образом согласуется с экспериментальными данными кривая 1, в которой изменены толщина осадочного и гранитного слоев, а также скорость поперечных волн в базальтовом слое по сравнению с моделью 105 1/10. Параметры модели 1 следующие:

h , км	a , км/сек	b , км/сек	ρ , г/см ³
3,8	4	2	2,2
16,2	6	3,45	2,7
20	6,8	3,8	2,9
∞	8,1	4,7	3,3

Так как изменение параметров не превышает 5%, кривая 1 была получена из кривой 105 1/10 с использованием формулы

$$\Delta c = \sum_k \frac{\partial c}{\partial \rho_k} \Delta \rho_k, \quad \text{где } \Delta c \text{ — изменение фазовой скорости, обуслов-$$

ленное изменением параметров, определяющих среду. Таким образом, общая толщина земной коры Русской платформы 40 км.

Определение направления прихода микросейсм

Определение направления прихода микросейсм позволяет получить информацию об их возможных источниках. На рис. 7 да-

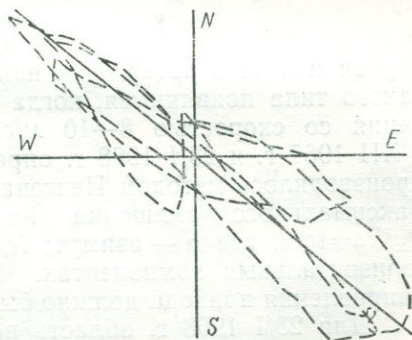


Рис. 7. Определение направления прихода микросейсм 2/VII 1968 г.

но определение азимута на источник микросейсм для 2/VII 1968 г. По оси ординат отложены истинные смещения N-S-компоненты, а по оси абсцисс — E-W-компоненты. Возможны два направления — вдоль сплошной линии и перпендикулярное ей. Наиболее предпочтительным источником генерации микросейсм для этого

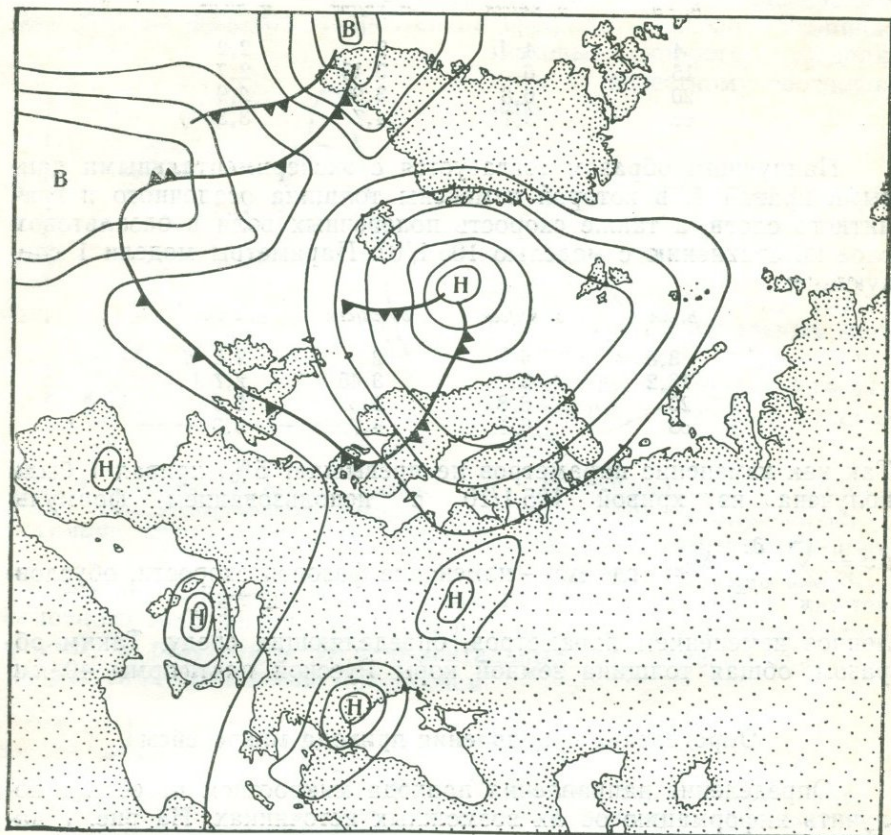


Рис. 8. Синоптическая обстановка 28/I 1968 г.

случая является ветер. Как показал анализ сейсмограмм, помехи такого типа появляются, когда дует ветер юго-западного направления со скоростью 8—10 м/сек. Для микросейсмических бурь 5/XII 1967 г. и 28/I 1968 г. определение направления на источник производилось методом Йенсена (Jensen, 1958). В момент времени максимального смещения на Z -составляющей определяется $R_x/R_y = \operatorname{tg} \alpha$, где α — азимут; R_x , R_y — смещения волны Релея на горизонтальных компонентах. Число измерений для определения направления прихода должно быть 35—50.

Для 28/I 1968 г. область возбуждения микросейсм для Пулковсково определяется сектором 270—330°. В Обнинске азимут направления лежит в секторе 290—340°. Возможным районом генерации микросейсм может быть квазистационарный циклон у берегов Скандинавии. Возможно, они вызваны другим циклоном, который расположен у берегов Гренландии (рис. 8).

Для 5/XII 1967 г. определение азимута в Пулковсково (285—

350°) и Обнинске (300—340°) выделяет область пониженного давления у берегов Скандинавии (рис. 9).

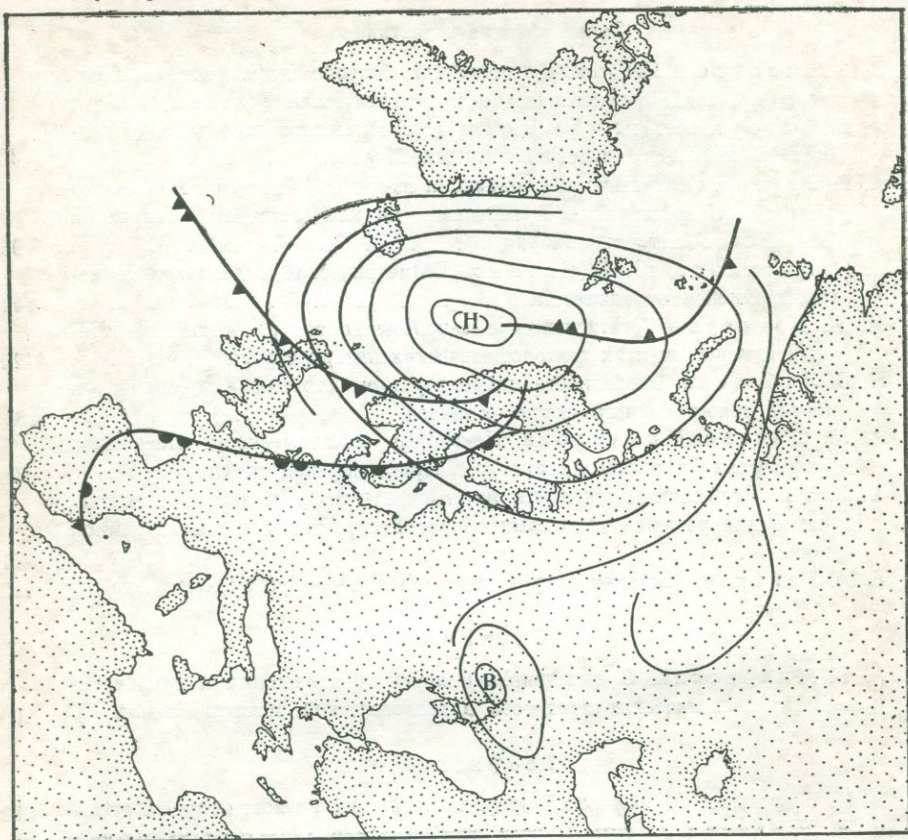


Рис. 9. Синоптическая обстановка 5/XII 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

Саваренский Е. Ф., Гласко В. Б., Гранит Я. Ш. Дисперсионные кривые волн Релея и Лява применительно к двух- и трехслойной континентальной земной коре. «Изв. АН СССР», физика Земли, 1965, № 4.

Haubrich R. Earth noise in range 5—500 mc per second. «J. Geoph. Res.», 1965, vol. 70, No. 6.

Jensen H. A procedure for the determination of direction of approach of microseismic waves. «Medd. Geol. Inst. Kobenhavn», 1958, vol. 36.

Oliver J. A world wide storm of microseisms with periods of about 27 s. «Bull. Seism. Soc. Am.», 1962, vol. 52, No. 3.

Oliver J. Concurrent storms of long and ultralong period microseisms. «Bull. Seism. Soc. Am.», 1963, vol. 53, No. 1.

Oliver J., Ewing M. Microseisms in the 11 to 18 second period range. «Bull. Seism. Soc. Am.», 1957, vol. 47.

Zatopek A. Long-period microseisms generated in Eastern part of Atlantic frontal zone. «Studia Geoph. et Geod.», 1964, vol. 8, No. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Тектонофизика и тектоника	
В. В. Белоусов. Некоторые особенности больших деформаций в неоднородной среде (применительно к тектоническим условиям)	7
А. В. Вихерт. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости	36
А. В. Вихерт. Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию и вертикали на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория	93
Е. И. Паталаха, Ю. Ф. Слепых. Геометрическое моделирование пересекающейся складчатости	112
М. А. Гончаров. Статистические закономерности распределения трещин вдоль слоя и их тектонофизическая интерпретация	122
Н. Б. Лебедева. Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа	132
А. М. Сычева-Михайлова. Некоторые закономерности механизма формирования соляных структур в Прикаспийской впадине	148
В. В. Эз. Особенности тектоники метаморфических комплексов и их значение для решения некоторых вопросов строения и развития земной коры	171
Т. М. Гептнер. Складки интрузивных тел в беломорском комплексе	192
Геохимия	
А. В. Миловский. О выветривании первичного базальта и направленности геохимических процессов в геологической истории Земли	200
Геофизика	
В. И. Трухин. О физической природе магнитной вязкости горных пород	219
В. А. Жилиева. О возможности использования характеристик магнитной вязкости при изучении условий кристаллизации базальтов	227
Т. А. Проскуракова, В. М. Овчинников. К вопросу о длиннопериодных микросейсмах	235

ВОПРОСЫ ГЕОНОМИИ

Тематический план 1972 г. № 165

Редактор *Н. В. Барينو*

Технический редактор *З. С. Кондрашова*

Корректоры *С. С. Мазурская, Н. Я. Корнеева*

Сдано в набор 6/VIII 1971 г.

Подписано к печати 18/V 1972 г.

Л-111419

Формат 60×90/16

Бумага тип. № 1

Физ. печ. л. 15,0

Уч.-изд. л. 16,69

Изд. № 1356

Зак. 578

Тираж 600 экз.

Цена 1 р. 81 к.

Издательство Московского университета, Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

Цена 1 р. 81 к.

