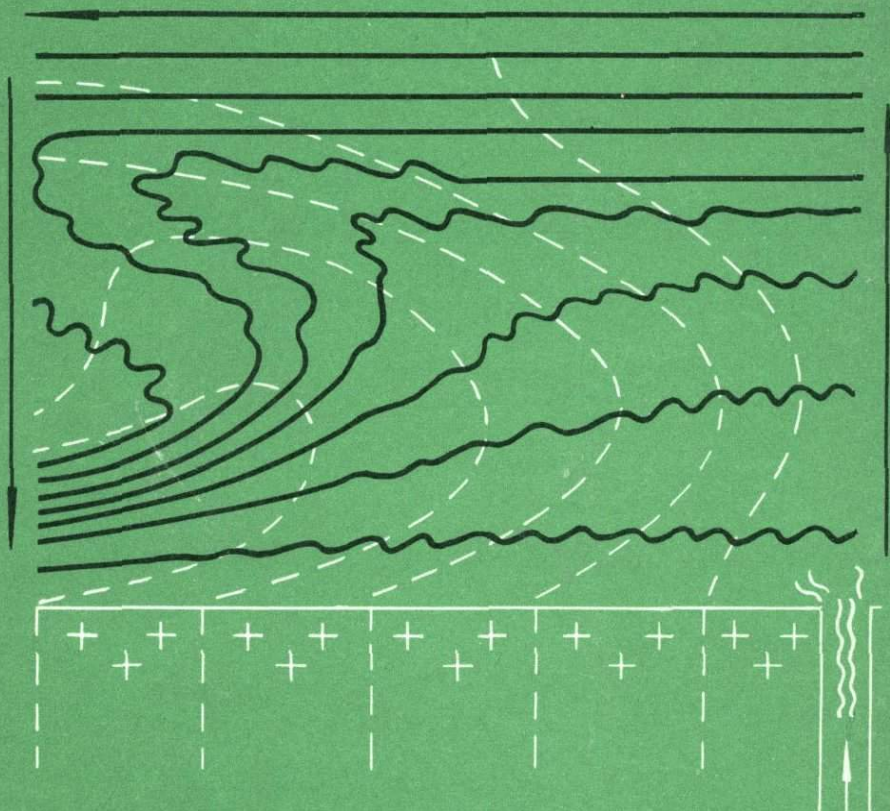


М. А. ГОНЧАРОВ

# ИНВЕРСИЯ ПЛОТНОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ



М. А. ГОНЧАРОВ

ИНВЕРСИЯ  
ПЛОТНОСТИ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ  
И  
СКЛАДКО-  
ОБРАЗОВАНИЕ

3065



МОСКВА НЕДРА, 1979



Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979, 246 с.

В работе обосновывается геологическая и физическая реальность представлений о физико-химических преобразованиях горных пород как главной причине геосинклинального складкообразования. В первой части показано, что на инверсионной стадии геосинклинального режима региональный метаморфизм вызывает появление инверсии плотности в земной коре. Во второй части излагаются результаты моделирования "адвективных" тектонических движений, представляющих собой "всплывание" более легких нижележащих толщ, направленное на ликвидацию инверсии плотности и приводящее к складкообразованию. В третьей части показывается сходство геосинклинальной складчатости, тектонических покровов и других деформаций с их модельными аналогами; рассматриваются особенности структуры некоторых складчатых областей в свете гипотезы об адвективных тектонических движениях, а также возможности применения моделей адвекции в других разделах геологии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся проблемой происхождения складчатости в связи с другими эндогенными процессами.

Табл. 2, ил. 33, список лит. - 141 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема складкообразования в земной коре имеет более чем вековую давность. Однако она и поныне не может считаться решенной. Дискуссии по этой проблеме обычно велись в русле борьбы идей фиксизма и мобилизма и в основном сводились к вопросу о том, что является первопричиной складчатости — вертикальные или горизонтальные тектонические усилия и движения.

Несмотря на такую полярность точек зрения, между ними имеется одна важная общность, которая специально не подчеркивается. Предполагается, что причина движений и деформаций лежит вне земной коры, будь то астеносферный диапиризм, "тектоника плит" или неравномерность вращения Земли вокруг оси.

Между тем в последние десятилетия все чаще стали высказываться мнения о том, что земная кора — это не просто объект приложения к ней внешних сил, но и геосфера, которая живет своей самостоятельной не только "литологической", "петрологической" или "геохимической", но также и "тектонической" жизнью. Все началось, как обычно, с частных случаев, таких, например, как представление о "всплывании" более легкого материала в виде соляных или гранито-гнейсовых куполов, обусловленном причинами, лежащими внутри земной коры. Затем эти частности получили обобщение в виде идеи об инверсии плотности в земной коре, которая представляет собой механически неустойчивое состояние. Согласно этой идее, ликвидация такого состояния заключается во внутрикоровых тектонических движениях, сопровождающихся складкообразованием. Эти представления в нашей стране наиболее последовательно развивает В.В. Белоусов, а за рубежом — шведский исследователь Х. Рамберг.

Проблемой складкообразования автор занимался сначала в связи с вопросом о происхождении кливажа, а затем пред-

принял попытку построения математической модели и количественного описания складчатой структуры; результаты этих исследований в свое время были опубликованы. В процессе исследований автор остро ощущал отсутствие обобщающей концепции складкообразования. Появление в конце 60-х годов упомянутой идеи об инверсии плотности в земной коре как причине складкообразования стимулировало автора на проведение специальных исследований в этом направлении. Они проводились им, начиная с 1968 г., и включали теоретические разработки, количественную оценку факторов складкообразования, экспериментальное воспроизведение складчатой структуры и полевые наблюдения в складчатых областях.

Поскольку существуют различные типы складчатости и нельзя изучать складкообразование вообще, то автор сконцентрировал усилия на исследовании складчатости, которая возникает на наиболее богатой различными событиями инверсионной стадии геосинклинального режима. Как известно, на этой стадии формируется складчатость в основном двух кинематических типов – общего смятия и глубинная, по терминологии В.В. Белоусова, или, более коротко, но не вполне точно – геосинклинальная складчатость.

Предмет исследования, отраженный в заглавии книги, определил три органически связанных друг с другом направления работы. Результаты отражены в трех соответствующих частях книги.

Первое направление – выявление главной причины и механизма возникновения инверсии плотности в земной коре. Поскольку в качестве главной причины фигурирует региональный метаморфизм (эта идея впервые была высказана в 1969 г. В.В. Белоусовым), то аргументами служат в первую очередь данные петрологии, заимствованные из соответствующей литературы. Основное внимание уделялось материалам трех проведенных в последние годы Всесоюзных симпозиумов по метаморфизму, так как на этих представительных форумах четко обозначались наиболее актуальные проблемы этого бурно развивающегося раздела петрологии.

Второе направление – моделирование так называемых адвективных тектонических движений, представляющих собой ответную реакцию материала земной коры на возникшую в ней инверсию плотности. Моделирование как математическое, так и лабораторное на эквивалентных веществах – это едва ли не единственный метод познания характерных особенно-

стей адвективных движений, происходивших в отдаленные от нас эпохи на значительных глубинах. Здесь автору снова пришлось выйти за рамки геотектоники, на этот раз в область конвективной гидродинамики.

Третье направление – сопоставление результатов моделирования с характерными особенностями складчатой структуры земной коры. Такое сопоставление служит критерием физической реальности как адвективных тектонических движений, так и стимулирующей их инверсии плотности в земной коре. Предпринята попытка интерпретации особенностей структуры конкретных складчатых областей в рамках рассматриваемой гипотезы. Такое исследование в плане региональной тектоники только начинается. В его сферу пока были вовлечены лишь области, в которых автор либо проводил полевые наблюдения, либо использовал результаты специальных исследований по проблеме складкообразования. Основная работа по другим многочисленным регионам еще впереди, но именно эта работа позволит возвести гипотезу в ранг теории или отвергнуть ее как несостоятельную.

Хотелось бы обратить внимание на специфический характер литературных ссылок. В списке литературы фигурирует довольно много работ автора, в то время как имена известных ученых встречаются в этом списке иногда лишь однажды. Это объясняется тем, что автор ввиду крайнего разнообразия затронутых вопросов стремился опираться в первую очередь на обобщающие монографии тех или иных исследователей, за которыми, естественно, стоят их многочисленные предшествующие публикации. В частности, это относится к работам Х. Рамберга, А.М. Сычевой-Михайловой и В.В. Эза, посвященных той же проблеме, что и данная книга.

В процессе подготовки книги к публикации автор пользовался консультациями и получил ценные советы и замечания от А.Б. Бакирова, Н.А. Божко, А.В. Вихерта, А.А. Гвоздева, Т.М. Гептнер, В.И. Громина, Л.И. Деминой, И.В. Кирилловой, В.Г. Королева, М.С. Красса, Н.Б. Лебедевой, Ф.А. Летникова, И.В. Лучицкого, Е.Н. Люстиха, Р.А. Максумовой, А.Г. Малюжинца, Ю.В. Миллера, В.П. Мясникова, Е.А. Рогожина, М.Л. Сомина, Ю.Й. Сыстра, А.М. Сычевой-Михайловой, В.Г. Талицкого, Г.В. Тохтуева, Н.С. Фроловой, В.Н. Шолпо, В.В. Эза.

Появлением настоящей работы автор целиком обязан В.В. Белоусову, всемерно поддерживавшему эти исследования.

Консультации Е.В. Артюшкова существенно облегчили ориентировку в физико-математических аспектах проблемы. Изобретательность Ю.М. Горелова способствовала проведению в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ принципиально новых экспериментов по воспроизведению складчатой структуры слоистых толщ.

Всем названным лицам автор выражает свою глубокую благодарность.

## ВВЕДЕНИЕ

Гравитационное равновесие в земной коре, равно как и в других геосферах, существует в том случае, когда нижележащие породы имеют большую плотность, чем вышележащие. Если это условие не соблюдается и породы, залегающие внизу, являются более легкими, чем покрывающие их породы, другими словами, если имеет место инверсия плотности, то гравитационное равновесие нарушается.

Механизм восстановления гравитационного равновесия представляет собой движение материала земной коры, направленное на ликвидацию инверсии плотности. Оно заключается во "всплывании" более легких масс горных пород и компенсирующем погружении более тяжелых масс. Процесс такого "всплывания" не остается без последствий — в результате слоистый материал не только перемещается, но и сминается в складки различного типа.

Движения, направленные на восстановление гравитационного равновесия, получили наименование адвективных. Термин "адвективные движения", или более кратко "адвекция", был введен в геологическую литературу В.В. Белоусовым в его работе "Складчатость и основные типы тектонических деформаций" (1969) и затем неоднократно применялся им в последующих работах, в том числе в обобщающих монографиях по геотектонике [Белоусов, 1975, 1976].

В названной работе [Белоусов, 1969] содержится краткая история становления представлений об адвективных движениях. Вначале это было понятие о диапиризме, которое в 1930 г. распространил на глубинные процессы К. Вегманн. Частные проявления адвекции в форме "всплывающих" соляных и гранито-гнейсовых куполов уже давно обсуждаются в литературе. Однако зарождение гипотезы, в которой инверсии плотности и адвективным движениям отводится важная роль в формировании структуры земной коры, можно датировать лишь началом 60-х годов [Белоусов, 1960; Ramberg, 1963].

Качественно новый этап в развитии гипотезы ознаменовался выходом в свет упомянутой работы В.В. Белоусова (1969). В этой работе не просто вводится новый термин "адвективные движения", но также отмечается, что данное понятие выходит далеко за рамки соляного и гранито-гнейсового диапиризма и охватывает весьма широкий круг процессов, причиной которых служит нарушение гравитационного равновесия в земной коре и мантии. В последующих работах В.В. Белоусова эта концепция совершенствуется. Систематическое изложение ее различных аспектов содержится в указанных выше монографиях [Белоусов, 1975, 1976]. Аналогичные взгляды развивает Х. Рамберг (1970). Существенную роль в создании физико-математической базы адвективной концепции сыграли многочисленные работы Е.В. Артюшкова, в частности, посвященные движениям, происходящим в приповерхностных грунтах (1964) и в тектоносфере (1970).

В.В. Белоусовым (1975) указаны разные причины нарушения гравитационного равновесия и возникновения инверсии плотности в земной коре. Соответственно имеет смысл выделить несколько типов адвективных движений.

Седиментогенные адвективные движения возникают вследствие того, что в процессе осадконакопления появляются толщи, более легкие, чем вышележащие. Это в первую очередь соленосные толщи. Механизм "всплывания" соляных куполов обсуждается уже в течение длительного времени. Адвективный характер этих движений всесторонне рассмотрен в монографии А.М. Сычевой-Михайловой (1973), а также в других публикациях.

Тектогенные адвективные движения происходят в результате тектонических движений, обусловленных разными причинами, когда возникает механическая неустойчивость. В процессе вертикальных тектонических движений поднимаются блоки, сложенные более тяжелыми породами, которые могут прийти в соприкосновение с более легкими породами соседних блоков. Такое состояние механически неустойчиво и вызывает разваливание поднятых блоков в стороны. Другой пример неустойчивости, обусловленной вертикальными движениями и также вызывающей так называемый "гравитационный тектогенез", — это соскальзывание массивов горных пород со склонов растущих поднятий с образованием складчатости и покровов гельветского типа. Горизонтальные тектонические движения также могут быть причиной механически неустойчивого состояния. Например, в процессе образования покро-

вов более тяжелые породы аллохтона могут оказаться лежащими на более легком автохтоне, вследствие чего вещество автохтона стремится "всплыть" через аллохтон.

Метаморфогенные адвективные движения возникают, если в результате регионального метаморфизма нижележащие толщи становятся легче покрывающих их пород.

Ультраметаморфогенные адвективные движения обусловлены процессами гранитизации. Наиболее типичный пример — "всплывание" гранито-гнейсовых куполов. Механизм движений этого типа рассмотрен в монографии В.В. Эза (1976). Термин "ультраметаморфогенные" употребляется здесь за неимением другого термина, хотя в настоящее время установлена самостоятельность гранитизации, которая отнюдь не является крайней степенью метаморфизма, как считалось раньше.

Магматогенные адвективные движения происходят в земной коре под действием движущейся магмы, которая в отличие от ультраметаморфогенного типа является аллохтонной по отношению к вмещающим породам. В качестве примера можно привести движения, создающие "вулканотектонические структуры".

В данной работе рассматриваются главным образом метаморфогенные адвективные движения. Такой акцент делается по двум причинам. Во-первых, региональный метаморфизм является ведущим процессом преобразования тех участков земной коры, в которых происходит складкообразование. Автохтонная гранитизация и внедрение аллохтонных магм играют в этом отношении не столь важную роль. Что касается седиментогенных адвективных движений, то толщи пониженной плотности, в первую очередь соленосные, в общем разрезе осадочного чехла занимают подчиненное положение. Не исключено, что по крайней мере некоторые разновидности тектогенных адвективных движений в конечном счете также обязаны своим происхождением процессу метаморфизма более глубоких горизонтов земной коры. Во-вторых, метаморфогенные адвективные движения наименее очевидны и поэтому гораздо менее изучены. Если термины "соляная тектоника", "гравитационный тектогенез", "гранито-гнейсовые купола", "вулканотектонические структуры" уже получили права гражданства, то региональный метаморфизм как возможная причина тектонических движений и складкообразования почти совсем не освещается в литературе.

## РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК ПРИЧИНА ИНВЕРСИИ ПЛОТНОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

### ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ, РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Рассмотрение основных закономерностей развития земной коры показывает, что эндогенные процессы – тектонические, магматические, метаморфические – проявляются в закономерных сочетаниях между собой. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих разных процессов идет параллельно, тем самым демонстрируется внутреннее единство различных эндогенных процессов, что дает право говорить о наличии в жизни земной коры определенных эндогенных режимов [Белоусов, 1975]. Каждый из них характеризуется определенными формой, масштабом и последовательностью тектонических движений, магматических и метаморфических процессов и существует в той или иной области на протяжении того или иного периода геологического времени.

Из различных классов эндогенных режимов только один представляет интерес в плане нашего исследования. Это – класс геосинклиналильных режимов, а точнее говоря, только два режима этого класса – эвгеосинклиналильный и миогеосинклиналильный, при которых интенсивное складкообразование сочетается с региональным метаморфизмом и гранитизацией.

В своем развитии различные режимы подчиняются некоторому ритму, определяемому общими эндогенными циклами. Для эндогенного цикла характерно в начале преобладание опускания земной коры, в конце – поднятия. Это позволяет выделить две стадии эндогенного цикла геосинклиналильных режимов – доинверсионную и инверсионную. Последняя характеризуется интенсивностью складкообразования, регионально-го метаморфизма и гранитизации.

Прежде чем переходить к конкретизации связей названных процессов с вертикальными тектоническими движениями и друг с другом, приведем краткие сведения о развитии геосинклиналей [Белоусов, 1975, 1976; Хаин, 1973]. Несмотря

на то, что к геосинклинальным режимам относятся также парагеосинклинальный режим и режим срединных массивов, по классификации В.В. Белоусова (1975), мы будем в дальнейшем для краткости применять термин "геосинклинальный", имея в виду в первую очередь эв- и миогеосинклинальный режимы, объединяемые общим термином "ортогеосинклиналь".

### Тектоническое развитие ортогеосинклиналей

Геосинклинальный режим в целом характеризуется контрастными глыбово-волновыми колебательными движениями земной коры, интенсивными складчатыми и разрывными дислокациями, напряженной магматической деятельностью, как интрузивной, так и эффузивной, проявлениями регионального метаморфизма и гранитизации. В своем наиболее интенсивном развитии все эти явления сопровождают эвгеосинклинальный режим и слабее выражены при миогеосинклинальном режиме.

Доинверсионная стадия геосинклинального режима характеризуется значительной контрастностью и интенсивностью (скоростью и амплитудой) колебательных движений. Контрастность выражается в том, что область проявления геосинклинального режима всегда бывает разделена на тесно расположенные зоны интенсивных прогибаний и поднятий шириной в несколько десятков километров, получивших название интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей (по М.М. Тетяеву и В.В. Белоусову), или частных геосинклиналей и геоантиклиналей (по В.Е. Хаину). Чаще всего эти зоны противоположно направленных вертикальных движений соприкасаются по глубинным разломам. В целом опускания преобладают над поднятиями, вследствие чего часто в интрагеосинклиналях осадконакопление не успевает компенсировать прогибание земной коры, дно морского бассейна значительно погружается относительно уровня моря и господствует глубоководная седиментация. По той же причине интрагеоантиклинали нередко отличаются не абсолютным, а лишь относительным поднятием, т.е. более медленным погружением, чем соседние интрагеосинклинали. На этой стадии в эвгеосинклиналях преобладающими осадочными формациями являются мелководная нижнетерригенная (сланцево-граувакковая, или аспидная) и глубоководная кремнистая (яшмовая), а в миогеосинклиналях — мелководные нижнетерригенная и известняковая. Кроме того, в эвгеосинклиналях, вследствие большой рассеянной проницаемости земной коры, характерна сильная магматическая

деятельность (основные подводные излияния, дайки, штоки и пластовые интрузии с тенденцией к среднему и кислому составу в конце стадии); вдоль глубинных разломов, разделяющих поднятия и прогибы, развивается офиолитовая ассоциация (главным образом ультрабазиты, в значительной степени серпентинизированные).

Инверсионная стадия геосинклинального режима значительно отличается от доинверсионной. Понижаются контрастность и интенсивность колебательных движений, происходит выравнивание объемов поднятий и опусканий. Доминирует верхнетерригенная (в частности, флишевая) осадочная формация.

Если в конце эндогенного цикла отсутствует эпигеосинклинальный орогенез, то цикл заканчивается постепенным успокоением волновых колебательных движений, предельным сглаживанием их контрастов и незначительным общим поднятием. Геосинклиналь постепенно вырождается и к следующему циклу сменяется платформой. Если же на смену геосинклинальному возникает орогенный режим, то имеет место противоположная тенденция — увеличение контрастности и интенсивности этих движений, которые из преимущественно волновых становятся глыбово-волновыми. В этом отношении орогенный режим подобен доинверсионной стадии геосинклинального режима, однако преобладают поднятия. Возникает горная страна, в межгорных и передовых прогибах накапливается моласовая осадочная формация. Большая и сосредоточенная вдоль глубинных разломов проницаемость земной коры обеспечивает эффузивную и трещинную интрузивную деятельность магм разного состава — от кислых до основных. Этим орогенный режим существенно отличается от инверсионной стадии геосинклинального режима, на которой малая проницаемость земной коры препятствует аллохтонной магматической деятельности, а проникающие снизу флюиды вызывают региональный метаморфизм и автохтонную гранитизацию.

Таким образом, если доинверсионная геосинклинальная стадия характеризуется преобладанием опусканий над поднятиями, а орогенный режим, наоборот, преобладанием поднятий над опусканиями, то разделяющая их стадия, когда наступает равновесие между теми и другими, является временем инверсии режима колебательных движений земной коры, отчего она и получила название инверсионной. Обычно инверсия знаменует собой качественную перестройку геосин-

клинальной системы. Возникают и постепенно расширяются центральные поднятия, по краям которых развиваются и со временем центробежно мигрируют краевые прогибы. Иногда такой перестройки не происходит, а просто интрагеоантиклинали доинверсионной стадии начинают воздыматься более интенсивно, а соседние интрагеосинклинали соответственно снижают интенсивность своего прогибания.

### Вертикальные тектонические движения и складкообразование

Колебательные движения – это движения, относящиеся к разряду общеоровых, т.е. охватывающих земную кору во всей ее толщине. Складкообразующие же движения – это движения внутриворовые. Они проявляются в ограниченном объеме коры и выражаются в деформации этого объема без влияния на перемещения всей коры.

Прежде чем говорить об особенностях складкообразования на разных стадиях и в различных зонах геосинклинали, напомним, что существуют различные кинематические типы складчатости. Последние отличаются друг от друга характером движения материала земной коры, непосредственно приводящего к формированию складчатости того или иного типа\*.

На разных стадиях геосинклинали развития тип и интенсивность складкообразования неодинаковы. Для доинверсионной стадии складчатость вообще не характерна. Иногда возникают лишь глыбовые складки в областях интрагеоантиклиналей. Столь же контрастные и интенсивные колебательные движения при последующем орогенном режиме сопровождаются лишь глыбовой складчатостью и складчатостью нагнетания и лишь локально – складчатостью общего смятия. Для сравнения отметим, что те же типы складчатости характерны и для спокойного платформенного режима.

Интенсивное складкообразование, с возникновением типично “геосинклиналиных” складчатостей общего смятия и глубинной, сопровождается инверсионную геосинклиналиную ста-

---

\* Нами используется терминология В.В. Белоусова [1971], который выделяет складчатости: глыбовую, нагнетания, общего смятия и глубинную.

дию. Именно поэтому наше внимание будет в дальнейшем сконцентрировано на процессах, происходящих на данной стадии геосинклинального режима. Таким образом, и это необходимо подчеркнуть — наиболее интенсивная складчатость возникает в обстановке отнюдь не самых контрастных и интенсивных колебательных движений в истории развития геосинклинали. Решающую роль здесь играет то обстоятельство, что инверсионная стадия, как уже упоминалось выше, знаменует собой коренной перелом в развитии геосинклинали, переход от преобладания опусканий к преобладанию поднятий.

Если говорить о складчатости общего смятия, которая образуется непосредственно под влиянием горизонтального сжатия, то вопрос об ее генезисе сводится к происхождению горизонтального сжатия в земной коре. Дискуссия на эту тему ведется в течение более чем ста лет. Одна концепция, зарождение которой связано с контракционной гипотезой, трактует геосинклинали как пластичные зоны, которые раздавливаются сближающимися жесткими глыбами соседних платформ. В современных модификациях этой концепции речь идет о сближающихся литосферных плитах и о возникновении геосинклинальной складчатости в предполагаемых зонах субдукции и обдукции [Сорохтин, 1973].

Другая концепция, еще более древняя, отдает предпочтение вертикальным усилиям и движениям, приуроченным к внутренним частям геосинклинали. При этом предполагается, что сочетание поднятия внутри геосинклинали с действием силы тяжести вызывает явления "гравитационного тектогенеза", такие как стекание или соскальзывание пород со склонов поднятия, разваливание верхних частей относительно поднятых блоков пород и давление на слои соседних опущенных блоков и т.п. Согласно данной концепции, именно эти вторичные процессы являются причиной формирования складчатости общего смятия.

Столь длительное существование и борьба двух названных концепций объясняется тем, что существует ряд особенностей в строении и истории складчатых зон, несовместимых с этими концепциями. Основное значение имеют следующие:

- 1) развитие складчатости всегда начинается во внутренних частях геосинклинали, откуда складчатость распространяется к периферии. Если бы давление к геосинклинали было бы приложено извне, то первые дислокации, наоборот, должны были бы возникнуть на ее периферии и отсюда распространяться во внутрь ее. Механизм "гравитационного тектогене-

за" также не в состоянии обеспечить формирование складчатости в центре растущего поднятия, поскольку в этом случае здесь господствовала бы обстановка горизонтального растяжения;

2) на периферии геосинклинали развита не складчатость общего смятия, а зоны складчатостей глыбовой и нагнетания; последние же не связаны с горизонтальным сжатием, и остается непонятным, каким образом давление, приложенное к геосинклинали извне, могло "перескочить" через периферические зоны и "достать" внутренние зоны;

3) складчатые зоны имеют в плане сложные контуры и группируются в виде овалов. Невозможно представить себе жесткую платформу, которая, сохраняя свою цельность, сдавливалась бы такие овалы с разных сторон одновременно;

4) на инверсионной стадии геосинклинального режима, когда в основном и образуется складчатость общего смятия, контрастность колебательных движений меньше, чем на доинверсионной стадии и при последующем орогенном режиме, а поднятия, как правило, не выражены в рельефе. Следовательно, формирование складчатости общего смятия происходит далеко не при самых благоприятных для развития "гравитационного тектогенеза" обстоятельствах. Эти же обстоятельства свидетельствуют и против раздавливания геосинклинали между сближающимися платформами, которое должно было бы, наоборот, способствовать увеличению контрастности колебательных движений посредством горизонтального сокращения поднятий и прогибов.

В этой ситуации, когда ни та, ни другая концепция не в состоянии объяснить одни и те же факты, возникает вопрос о том, что их не разъединяет, а, наоборот, объединяет. А объединяет их постулат о внешнем по отношению к сминающейся толще горных пород происхождении действующих сил, приложенных в одном случае сбоку, со стороны соседних платформ, а в другом – снизу, со стороны геосинклинального фундамента или еще более глубоких геосфер. Значит, для выхода из создавшегося положения необходимо противопоставить названному постулату его альтернативу.

Такая альтернатива состоит в признании приоритета тех складкообразующих сил, возникновение которых обусловлено процессами, происходящими в самой сминающейся геосинклинальной толще. Среди этих процессов ведущую роль играет региональный метаморфизм. В общей форме эта идея была выдвинута в 30-х годах французскими исследователями

Р. Перреном и М. Рубо. Лишь сравнительно недавно близкую, но значительно более разработанную концепцию предложил А.А. Сорский [1962]. Это один из вариантов глубинного диапиризма, суть которого состоит в том, что в процессе регионального метаморфизма и гранитизации геосинклинальные отложения в осевых частях прогибов увеличиваются в объеме и в связи с невозможностью расширяться в стороны сминаются в складки и поднимаются в направлении наименьшего сопротивления вверх, раздвигая и сминая толщи периферических частей геосинклинали. Эта концепция представляет собой существенный шаг вперед в решении рассматриваемой проблемы. Однако и она имеет свои недостатки. Во-первых, увеличение объема пород при метаморфизме составляет в лучшем случае первые десятки процентов и поэтому вряд ли может обеспечить интенсивное складкообразование. Во-вторых, помимо складчатости общего смятия, на интересующей нас инверсионной геосинклинальной стадии формируются тектонические покровы, а также глубинная складчатость метаморфических толщ, в частности, лежащая и наложенная, необъяснимые с позиций концепции о дилатации (увеличении объема).

Потребовался еще один, с нашей точки зрения, весьма важный шаг, который заключался в осознании другой стороны процесса метаморфогенной дилатации — возникновения инверсии плотности в земной коре, возбуждающей адвективные тектонические движения и складкообразование [Белоусов, 1969, 1975, 1976]. Остановимся на различных аспектах этой гипотезы, и в первую очередь на том, какие другие характерные события, помимо интенсивного складкообразования, могут происходить в переломную для развития геосинклинали инверсионную стадию.

### **Вертикальные тектонические движения и региональный метаморфизм**

Как известно, метаморфизм — это процесс преобразования горных пород, идущий без существенного их расплавления в результате изменения физико-химических условий. Такие преобразования происходят в очень широком интервале температур, начиная от поверхностных и кончая температурами, при которых порода частично уже плавится. Однако метаморфизм обычно ограничивают такими процессами, которые про-

исходят с отчетливым новообразованием минералов и при-  
том в силикатных породах, а также с заметным изменением  
структуры пород. Такое ограничение исключает из группы  
метаморфических осадочные породы, претерпевшие лишь эпи-  
генез (называемый иногда катагенезом) с некоторым пре-  
образованием лишь глинистых минералов, а также легко  
метаморфизируемые соли и перекристаллизованные карбонатные  
породы. Температура образования типичных метаморфических  
пород охватывает область от 300–400 до 1000°. Нижняя гра-  
ница метаморфизма является по существу кинетической, а не  
температурной: при температурах ниже 300° метаморфические  
реакции идут настолько медленно, что преобразования захва-  
тывают лишь наиболее реакционноспособные участки, напри-  
мер, гелеподобные образования в цементе [“Фации метамор-  
физма”, 1970] .

3025  
Однако, как будет показано ниже, интерес представляют  
не сами минеральные новообразования, а разного рода по-  
бочные явления метаморфизма, в первую очередь скопление  
в порах и межзерновом пространстве воды и других флюидов,  
изменение проницаемости и вязкости пород и т.п. С этой  
точки зрения нет принципиальной разницы между метаморфиз-  
мом и эпигенезом. Поэтому при дальнейшем изложении автор  
пользуется термином “метаморфизм” в узко петрологическом  
смысле, оговоренном выше, если речь идет о таких специ-  
фических понятиях, как “метаморфическая горная порода”,  
“метаморфическая фация”, “метаморфическая формация”, “тип  
метаморфизма”, “метаморфический пояс” и т.п. Если же речь  
идет о преобразовании горных пород вообще, то термин “ме-  
таморфизм” употребляется в более широком смысле, включая  
сюда и проявления эпигенеза. Это относится, в частности,  
к такому понятию, как “метаморфогенные адвективные дви-  
жения”.

В поле нашего рассмотрения будет исключительно регио-  
нальный метаморфизм, который, в отличие от контактового  
метаморфизма, проявился на значительных площадях без не-  
посредственной связи с контактами тех или иных интрузий.  
Региональный метаморфизм происходит под воздействием  
глубинных флюидов, температуры и давления. Повышение  
температуры вызывает прогрессивный метаморфизм, а ее  
понижение – регрессивный метаморфизм, если речь идет об  
одном и том же эндогенном цикле. Регрессивный метамор-  
физм, относящийся к более молодому эндогенному циклу, чем  
предшествовавший прогрессивный метаморфизм, получил на-  
звание диафтореза.

Региональный метаморфизм может быть однородным, когда на обширной площади обнажаются породы, относящиеся к одной определенной фации; он получил наименование ареального, или монофациального. Если же на площади выделяются зоны, сложенные породами, метаморфизированными в условиях разных фаций, то такой неоднородный метаморфизм называется зональным, или полифациальным. Границы зон получили название изоград.

Следует отметить, что в случае зонального метаморфизма часто употребляются термины "вертикальная" и "горизонтальная метаморфическая зональность". Первый термин вполне однозначен и отражает естественное изменение  $pT$ -условий с глубиной. Что касается второго термина, то он, как правило, не сопровождается оговорками и тем самым допускает двойное толкование, препятствующее выяснению связи тектонических движений и метаморфизма. Один смысл этого термина состоит в предположении, что во время метаморфизма изограды были горизонтальны, а метаморфическая зональность была строго вертикальной. Лишь последующие тектонические движения и денудация привели к тому, что в ядрах поднятий обнажились породы более высокой степени метаморфизма, чем на крыльях поднятий. Ясно, что такая горизонтальная зональность является вторичной.

Другой, на наш взгляд, более правильный, смысл вкладывается в понятие о горизонтальной зональности метаморфизма, когда речь идет о первичной зональности, т.е. когда различные метаморфические зоны последовательно сменяют одна другую не просто в горизонтальном направлении, а в пределах одного и того же стратиграфического подразделения.

Типизация регионального метаморфизма, в сущности говоря, основана на том же критерии, по которому региональный метаморфизм отличается от контактового. Этот критерий — величина температурного градиента. Контактный метаморфизм происходит в условиях, когда по мере удаления от интрузивного тела температура резко снижается, т.е. в условиях весьма высокого градиента температуры, превышающего цифру  $100^{\circ} \text{C}/\text{км}$ . Региональный метаморфизм сопровождается меньшим температурным градиентом, величина которого находится в пределах  $10-90^{\circ} \text{C}/\text{км}$ . [Ревердатто, 1973]. По этому показателю выделяется несколько типов метаморфизма. Чаще всего используется классификация А. Миясино, по которой выделяются три типа метаморфизма, которые мы вслед

за названным автором и В.В. Эзом [Эз, 1976] будем называть соответственно высоко-, средне- и низкоградиентным. Однако у петрологов, в частности у того же А. Миясиро (1976), обычно фигурируют соответствующие типы низкого, среднего и высокого давления (рис.1). Этим типам отвечают андалузит-силлиманитовая, кианит-силлиманитовая и жадеит-глаукофановая фациальные серии зональных метаморфических комплексов [Глебовицкий, 1971].

При прочих равных условиях, таких как механизм и величина теплопроводности горных пород, названные типы метаморфизма отражают разницу в тепловых потоках. Высокоградиентный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа происходил в условиях повышенного, а низкоградиентный метаморфизм жадеит-глаукофанового типа - в обстановке пониженного теплового потока.

Другим важным критерием при выделении различных типов метаморфизма является геохимическая специализация метаморфизирующих флюидов, которая представляет собой следствие тесных пространственных и временных геологических и физико-химических связей между метаморфизмом и магматизмом [Маракушев, 1976]. В соответствии с этим критерием выделяются три главные стадии развития метаморфизма и магматизма [Маракушев, 1965, 1968; Маракушев и др., 1976] - ранняя догранитная, плагиогранитная и гранитная. На ранней стадии преобладает привнос натрия. На последующих стадиях появление первых гранитов изменяет направление метаморфической эволюции - привнос калия с течением времени все больше преобладает над привносом натрия.

Здесь мы уже вплотную подходим к проблеме связи метаморфизма с тектоническими движениями. Однако в этом вопросе среди петрологов имеются большие расхождения, о чем свидетельствует значительное отличие друг от друга разных схем классификации типов метаморфизма, в том числе и только что упомянутых. "Представляется, что сейчас необходимо переориентировать наши исследования в область связи метаморфизма с тектоникой. Необходимо создать аналитические модели этой связи с численным решением ряда конкретных задач ... . В настоящее время существуют предпосылки для перехода от ... частных задач к более общим проблемам связи термодинамического режима метаморфизма с режимом вертикальных тектонических движений" [Термодинамический режим метаморфизма, 1976, с.327.].

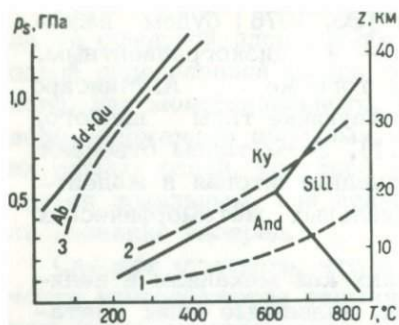


Рис. 1. Метаморфические фациальные серии. По А. Миясиро [1976]

Поля устойчивости (сплошная линия): *Jd + Qu* — жадеита с кварцем, *Ab* — альбита, *Ky* — кианита, *Sill* — силлиманита и *And* — андалузита. 1 — 3 — типы метаморфизма (прерывистая линия): 1 — высокоградиент-

ный (низкого давления), 2 — среднеградиентный (среднего давления), 3 — типичный низкоградиентный (высокого давления)

Не очень понятно, что имеют в виду петрологи под "тектоническим режимом". Неясно, идет ли речь о той обобщенной схеме тектонического развития геосинклиналей, которая была приведена выше и излагается в монографиях В.В. Белоусова [1975, 1976] и В.Е. Хаина [1973]. Во всяком случае, в многочисленных статьях сборника "Термодинамический режим. . ." [1976] практически отсутствуют ссылки на работы В.В. Белоусова, П.Н. Кропоткина, А.В. Пейве, В.Е. Хаина и других ведущих советских тектонистов. В этой ситуации представляется целесообразным изложить те сведения о связи тектонических движений с региональным метаморфизмом, которые можно достаточно однозначно связать с упомянутой схемой развития геосинклиналей.

Остановимся на различии проявлений метаморфизма при в- и миогеосинклинальном режимах. В эвгеосинклиналях метаморфизм осадочно-вулканогенных толщ происходит еще на доинверсионной стадии и заключается в "зеленокаменном перерождении" последних. Это — ранний, догранитный метаморфизм, по А.А. Маракушеву. Он связан с преимущественно основным магматизмом той же стадии. Оба процесса происходят в обстановке большой рассеянной проницаемости земной коры [Белоусов, 1976], когда господствует конвективный тепловой поток — вынос тепла поднимающейся магмой. Последнее обстоятельство обуславливает невысокий верти-

кальный температурный градиент, несмотря на большой тепловой поток [Кейльман и др., 1976]. В отдельных линейных зонах, примыкающих к глубинным разломам, в частности к границам эв- и миогеосинклиналей, формируются жадеит-глаукофановые фациальные серии низкоградиентного метаморфизма [Глебовицкий и др., 1976; Добрецов, 1971]. Все это отсутствует в миогеосинклиналиях, где проницаемость земной коры значительно меньше и где осадочные толщи на доинверсионной стадии обычно подвергаются только эпигенетическим преобразованиям.

На инверсионной стадии метаморфизм опять-таки более интенсивен в эвгеосинклиналиях. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что породы, метаморфизированные в условиях гранулитовой фации, как правило, имеют более основной состав, чем породы более низкой степени метаморфизма. Другими словами, гранулитовый метаморфизм испытывают толщи эвгеосинклинального формационного ряда. Отсюда можно было бы сделать вывод о более высокоградиентном метаморфизме в эвгеосинклиналиях по сравнению с миогеосинклиналиями. Однако определенных указаний на этот счет в литературе не имеется. Один из типов метаморфизма — метаморфизм гранитной стадии, по А.А. Маракушеву, гораздо сильнее проявляется в миогеосинклиналиях, что связано с его приуроченностью главным образом к толщам терригенных пород, первично обогащенных калием [Маракушев и др., 1976].

Если теперь отвлечься от различий метаморфизма в эв- и миогеосинклиналиях и только иметь в виду главное отличие — большую интенсивность метаморфических процессов в эвгеосинклиналиях, то эволюция метаморфизма в процессе развития геосинклинали отличается следующими особенностями. Эти особенности обусловлены периодичностью теплового возбуждения различных геосфер [Белоусов, 1976]. Сначала тепловое возбуждение охватывает только астеносферу, и этот период соответствует доинверсионной стадии геосинклинального режима. Затем тепловое возбуждение проникает в земную кору, при одновременном относительном остывании астеносферы, что отвечает инверсионной стадии. После этого остывает и кора, но следующий тепловой импульс снова охватывает астеносферу, и тогда в зависимости от характера и степени проницаемости земной коры возникает либо новый геосинклинальный режим (при рассеянной проницаемости), либо орогенный режим (при проницаемости, сосредоточенной по

глубинным разломам), либо режим парагеосинклинали, среднего массива или молодой платформы (при малой или отсутствующей проницаемости).

Этим общим закономерностям соответствуют закономерности петрологические. Л.Л. Перчук [1973], анализируя данные об условиях метаморфизма разновозрастных комплексов, на основании разработанных им методов термо- и барометрии пришел к заключению о цикличности в эволюции термодинамического режима глубинного петрогенезиса. Оказалось, что раннее интенсивное нарастание давления при умеренном росте температуры, которое можно сопоставлять с доинверсионной стадией геосинклинального режима, всегда сменяется резким ростом температуры, сопровождающимся уменьшением глубинности (инверсионная стадия). Одновременно закономерно изменяется состояние флюида, что выражается в увеличении степени его окисленности и фугитивности  $H_2O$ . В это же время происходит и закономерная эволюция флюидного режима, что, как установил А.А. Маракушев [1965], обуславливает геохимическую специализацию рядов метаморфических формаций разных стадий развития геосинклинали: ранний (догранитный) метаморфизм на доинверсионной стадии и более поздний сначала плагиогранитный, а затем собственно гранитный метаморфизм инверсионной стадии. Кроме того, по данным А.А. Маракушева [1976], существует отчетливое петрохимическое соответствие между метаморфическими комплексами и ассоциирующими с ними магматическими породами, что свидетельствует об их генетических связях.

Опираясь на эти закономерности, В.А. Глебовицкий ввел в 1969 г. и развил в последующих работах понятие о цикле регионального метаморфизма [Глебовицкий, 1971, 1973; Судовиков, Глебовицкий и др., 1970]. Этот цикл включает следующие этапы:

1) начальный зональный метаморфизм доинверсионной стадии геосинклинального режима. Относится к низкоградиентному жадеит-глаукофановому типу. Проявляется только в эвгеосинклиналях и обычно локализуется в зонах глубинных разломов; часто ассоциирует с офиолитовыми поясами;

2) однородный метаморфизм, приводящий к возникновению главным образом вертикальной метаморфической зональности. Возрастные соотношения его с метаморфизмом первого этапа неопределенны. Возможно, следует различать метаморфизм погружения доинверсионной стадии и более поздний однородный метаморфизм самого начала инверсионной стадии;

3) горизонтально-зональный метаморфизм инверсионной стадии. Относится к среднеградиентному кианит-силлиманитовому или высокоградиентному андалузит-силлиманитовому типу. Сопровождается ультраметаморфизмом сначала плагиогранитного, а затем собственно гранитного типа;

4) регрессивный метаморфизм инверсионной стадии (на предыдущих этапах доминировал прогрессивный метаморфизм).

Таким образом, общая закономерность эволюции метаморфических процессов состоит в том, что при переходе от доинверсионной к инверсионной стадии развития геосинклинали, т.е. от эпохи преобладающих погружений к эпохе нарастания роли поднятий, ранний низкоградиентный догранитный метаморфизм сменяется более высокоградиентным метаморфизмом плагиогранитного и гранитного типа.

На обеих стадиях геосинклинали развития существуют частные прогибы и поднятия. Оказывается, и метаморфизм также имеет разновидности, связанные не только с общим региональным фоном, но и с локальными тепловыми аномалиями [Глебовицкий, 1973]. Установлено, что и в масштабах отдельных частных прогибов и поднятий усматривается аналогичная тенденция: в зонах поднятий метаморфизм обычно более высокоградиентный [Глебовицкий и др., 1976; Миясиро, 1976; Эз, 1976] и генетически связан со становлением гранитоидов [Маракушев и др., 1976; Миясиро, 1976]. Более того, имеются указания, что одновременно с метаморфизмом, приуроченным к зонам поднятий, происходит осадконакопление в смежных прогибах [Миясиро, 1976; Сеница, 1975]. Расположение геоизотерм и метаморфических фациальных серий в геосинклиналильных поднятиях и прогибах при разных градиентах температуры показано на рис.2.

Так как главным в нашем исследовании является процесс формирования складчатостей общего смятия и глубинной, который приурочен к инверсионной стадии развития геосинклинали, то остановимся на метаморфизме инверсионной стадии. Следует отметить, что метаморфизм этой стадии изучен наиболее полно, так как он, завершая эволюцию метаморфического пояса, создает его облик, часто затушевывая все предшествующие явления. В инверсионную стадию формируются зональные метаморфические комплексы, соответствующие андалузит-силлиманитовой группе фациальных серий высокоградиентного типа или кианит-силлиманитовой группе серий



Рис. 2. Метаморфические фациальные серии в зонах различного геотектонического режима. По В. А. Глебовицкому и др. [1976]

1 - геоиотермы; 2 - границы фаций (1 - пумпеллит-актинолитовая, 2 - зеленосланцевая; 3 - глаукофансланцевая, 4 - эпидотовых амфиболитов, 5 - альмандиновых амфиболитов, 6 - эклогитовых сланцев, 7 - куммингтонитовых амфиболитов)

среднеградиентного типа, а также все разнообразные гранитоиды. Необходимо подчеркнуть, что если предполагаемая А.А. Маракушевым [1965] геохимическая специализация доинверсионного низкоградиентного метаморфизма жадеит-глаукофанового типа оспаривается [Добрецов, 1971], то происходящая на инверсионной стадии последовательная смена формационных рядов в направлении от метаморфизма плагиогранитного типа к метаморфизму гранитного типа, с соответствующим изменением геохимического режима, а затем проявлением кислотного выщелачивания, ни у кого не вызывает сомнений. Эта закономерность хорошо выдерживается как в молодых, так и в древних метаморфических поясах [Глебовицкий, 1971]. Таким образом, инверсионная стадия геосинклинального режима - один из наиболее перспективных объектов изучения связи метаморфизма с тектоникой.

Если вспомнить, что на инверсионной стадии часто происходит существенная перестройка геосинклинальной системы с формированием центральных поднятий и сопряженных с ними краевых прогибов, то возникает естественный вопрос о связи этой тектонической перестройки с описанным выше изменением термодинамического и флюидного режима метаморфизма.

Как уже отмечалось, на инверсионной стадии развития геосинклинали тепловое возбуждение переходит от астено-

сферы к земной коре, в связи с чем земная кора подвергается метаморфизму высоко- или среднеградиентного типа. Другими словами, на инверсионной стадии происходит общий подъем геозотерм в земной коре. Однако этот подъем происходит неравномерно. На отдельных участках подъем геозотерм происходит наиболее интенсивно, и возникают так называемые "термальные антиклинали" - зоны выпуклых изгибов геозотерм и соответствующих им метаморфических изоград [Ревердатто, 1974]. Термальные антиклинали обычно приурочены к участкам тектонических поднятий.

При отсутствии тектонической перестройки геосинклинальной системы термальные антиклинали оказываются более пологими, чем соответствующие им тектонические поднятия, унаследованные от доинверсионной стадии, - устойчивые интрагеоантиклинали (рис.3,а). В качестве примера можно привести гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье, формировавшиеся в мезозое [Синица, 1975]. В этом случае метаморфизм следует рассматривать как один из эпизодов длительной истории развития поднятий. Поскольку в устойчивых интрагеоантиклиналях осадочный покров отличается небольшой мощностью или совсем отсутствует и близко к поверхности располагается кровля фундамента, то более быстрый прогрев этих участков (т.е. образование термальных антиклиналей) по сравнению с соседними прогибами, выполненными мощными осадочными толщами, можно объяснить следующим [Добрецов, Попов, 1974]:

1) при быстром прогибании осадочные породы не успевают прогреться до обычных на данной глубине температур;

2) затрата энергии на метаморфические реакции в осадочных толщах прогибов препятствует повышению температуры, а в фундаменте поднятий энергия на метаморфические реакции не расходуется;

3) температуропроводность осадочных пород по сравнению с породами фундамента более низкая;

4) конвективному теплопереносу посредством флюидов или расплавов способствует повышенная проницаемость фундамента, где, в отличие от чехла, более интенсивны разрывные нарушения.

Таким образом, сам по себе прогрев земной коры может лишь приспособляться к участкам поднятий и погружений, создавая в зонах поднятий термальные антиклинали, и никоим образом не способствует тектонической перестройке геосинклинальной системы.

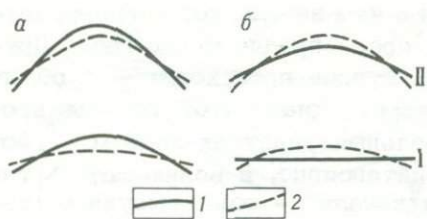


Рис. 3. Возникновение термальной антиклинали (I) и ее вовлечение (II) в унаследованное (а) или новообразованное (б) поднятия

1 — структурные поверхности; 2 — геоизотермы

Однако такая перестройка все же происходит, хотя степень распространенности этого явления до сих пор служит предметом дискуссии [Хаин, 1973]. В последнее время петрологи, опираясь на аргументы, весьма далекие от тех, которыми оперируют тектонисты, также приходят к выводу о большой роли частной инверсии прогибов на инверсионной стадии геосинклинального режима. Основанием для такого вывода служит обобщение данных по эволюции процессов метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей [Глебовицкий и др., 1976].

В настоящее время еще нельзя уверенно говорить о том, какой тип метаморфизма сопутствует тектонической перестройке геосинклинальной системы. Однако в отдельных районах с ней связан более высокоградиентный метаморфизм. Так, на Балтийском щите в среднем протерозое сформировались две сопряженно развивавшиеся метаморфические зоны — Свекофенно-Карельская и Беломорско-Лапландская, разделенные Центральным-Карельским массивом. В первой из них развитие шло в обстановке частной инверсии в интрагеосинклиналях и сформировалась высокоградиентная фациальная серия андалузит-силлиманитового типа; во второй — господствовали устойчивые интрагеоантиклинали и сформировалась более низкоградиентная кианит-силлиманитовая фациальная серия.

Для первой зоны, кроме того, характерно то, что, несмотря на метаморфическую зональность, давление в период ее становления как в низко-, так и в высокотемпературных зонах было примерно одинаковым. Другими словами, во время метаморфизма породы всех зон располагались почти на одинаковой глубине от земной поверхности, а неравномерный тепловой поток образовал термальную антиклиналь с подъемом геоизотерм на участке повышенного теплового потока. Сказанное позволяет отрицать связь прогрессивного метаморфизма и появление зональности с погружением на различную глубину. Последовательность реакций прогрессивного ме-

таморфизма и их характер свидетельствуют о том, что преобразования пород осуществлялись в процессе снижающегося давления, т.е. в обстановке поднятия, сменившего погружение, во время которого происходило осадконакопление [Глебовицкий, 1971, 1973; Глебовицкий и др., 1971; Судовиков и др., 1970].

Таким образом, в отличие от устойчивых интрагеоантиклиналей, при тектонической перестройке термальные антиклинали возникают на фоне более пологого залегания толщ (см. рис. 3, б). В пользу последнего говорит приблизительное постоянство давления при метаморфизме одной и той же толщи, при значительной разнице температур. Тот факт, что для термальных антиклиналей характерно увеличение наклона поверхности изоград от периферии к центру структуры [Ревердатто, 1974], по-видимому, свидетельствует о преобладании тектонических поднятий, более пологих, чем соответствующие им термальные антиклинали, т.е. новообразованных тектонических поднятий. Это подтверждает точку зрения В.В. Белюсова [1976], согласно которой тектоническая перестройка системы геосинклинальных поднятий и прогибов представляет собой характерное явление, в то время как сохранение устойчивых интрагеоантиклиналей на инверсионной стадии геосинклинального развития является лишь следствием недостаточно интенсивной перестройки.

Пологое залегание толщ с наложенной на него термальной антиклиналью свидетельствует о некотором запаздывании восходящих тектонических движений по сравнению с процессом прогрессивного метаморфизма. Это одна из важных предпосылок к выяснению причинной связи этих явлений.

Анализ минеральных парагенезисов показывает, что в процессе тектонического поднятия происходит снижение давления. Что касается температуры, то она может либо повышаться, если поднятие геоизотерм происходит быстрее тектонического поднятия, либо некоторое время оставаться неизменной (кульминационный момент метаморфизма), после чего происходят снижение температуры и регрессивный метаморфизм [Синица, 1975; Судовиков и др., 1970]. Обычно регрессивный метаморфизм проявляется локально [Хлестов, Лепезин, 1976]. Однако во многих регионах отмечен и региональный регрессивный метаморфизм, который изменяет главным образом породы, предварительно испытывавшие прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации [Зотов, 1975].

Длительность процессов метаморфизма, т.е. время, необходимое для преобразования вещества пород до состояния, равновесного с внешними условиями, не превышает нескольких миллионов лет [Кеpezинскas и др., 1976]. Существует мнение, что на самом деле она значительно короче ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976] и что метаморфизм имел эпизодический, временами "взрывоподобный" характер: промежутки между пароксизмами были гораздо более длительными Саттон, 1967. В этих условиях многое зависит от скорости повышения температуры. Если она была велика, то переход от неметаморфизованных к высокометаморфизованным породам мог происходить скачком, минуя стадию низкотемпературного метаморфизма [Миясиpо, 1976]. Кратковременность метаморфизма в период частной инверсии прогибов [Глебовицкий и др., 1971] представляет собой другой важный аргумент для выяснения причинной связи метаморфизма и тектонической перестройки геосинклинальной системы.

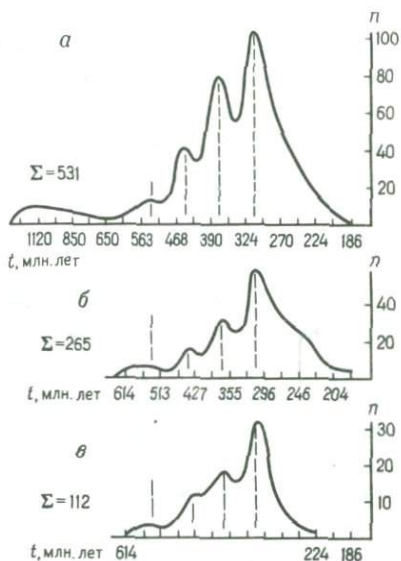
Однако, несмотря на импульсный, "взрывоподобный" характер метаморфических процессов, имеются указания на синхронность отдельных пароксизмов в пределах больших площадей. Например, для гнейсовых комплексов Урала, по данным статистического анализа результатов многочисленных определений абсолютного возраста минералообразования, характерна явная синхронность вспышек метаморфизма. В распределении значений абсолютного возраста (рис.4) выделяется один максимум в интервале более 600 млн. лет с модальным значением 1200 млн. лет, а в интервале менее 600 млн. лет — четыре максимума с модами 530, 440, 370 и 310 млн. лет [Кейльман, 1971].

Характерна также и связь главных складчатых поясов фанерозоя с определенным петрологическим типом метаморфизма инверсионной стадии геосинклинали. Так, герциниды Европы отличаются почти повсеместным развитием андалузит-силлиманитовых серий высокоградиентного типа. Аналогичный метаморфизм происходил в это время на Кавказе и в Средней Азии. Уральский же пояс того же возраста характеризуется формированием кианит-силлиманитовой фациальной серии среднеградиентного типа. В альпидах Центральной Европы запечатлен метаморфизм кианит-силлиманитового типа. Тихоокеанский пояс, напротив, отличается формированием андалузит-силлиманитовых серий [Глебовицкий, 1971].

Синхронность и устойчивость определенных типов мета-

Рис. 4. Распределение значений абсолютного возраста пород гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. По Г. А. Кейльману [1971]

а — все комплексы Урала, б — сысертско-ильменогорский, в — уфалейский.  $n$  — количество проб; цифры слева — общее количество проб



морфизма в пределах значительных площадей подтверждает представления о синхронности и однородности разогрева крупных участков земной коры на инверсионной стадии геосинклинального развития [Белоусов, 1976]. Это еще один важный аргумент для выяснения причинной связи метаморфизма и тектонических движений.

Как уже отмечалось, в интересах предпринятого исследования метаморфизм рассматривается и в более широком смысле, включая и региональный эпигенез. Сюда можно отнести процессы так называемого криптометаморфизма, т.е. внутрифазовые реакции, происходящие в минералах при изменении температуры и давления. В качестве примера можно привести выделение молекулярной воды, относительно слабо связанной со структурой минерала, уже при незначительном повышении температуры [Никитина, 1976].

В последнее время появились данные о том, что фации регионального эпигенеза как бы "надстраивают" кверху метаморфические фациальные серии. Аналогичным образом выделяются три типа эпигенеза: низко-, средне- и высокоградиентный [Коссовская, Шутов, 1976]. Но, как мы видели выше, средне- и высокоградиентные фациальные серии метаморфизма формируются на инверсионной стадии геосинклинали в обстановке нарастания роли поднятий. То же самое, по видимому, относится и к соответствующим эпигенетическим

фациальным сериям. Этот факт имеет принципиальное значение, поскольку и в наше время многие исследователи не только эпигенез, но и прогрессивный метаморфизм считают по традиции, восходящей к известным концепциям У. Грубеманна, результатом простого погружения пород в область повышенных температур и давлений. Сходство эпигенеза с метаморфизмом заключается также и в периодичности прогресса осадочных толщ и "вспышек" эпигенеза [Махнач, Панов, 1976]. В этой связи еще раз напомним, что происходящий на определенной стадии развития геосинклинали однородный зеленосланцевый метаморфизм, который часто относят к "метаморфизму погружения", также может быть связан с инверсионной стадией геосинклинали, а точнее, с самым ее началом, когда только начинается прогрессирующий подъем геоизотерм [Глебовицкий, 1971].

Поскольку в нашу задачу не входит рассмотрение эволюции тектонического режима в истории Земли, постольку не освещается и соответствующая эволюция метаморфических процессов. Отметим только, что прослеживание термического режима регионального метаморфизма свидетельствует об угасании этого режима в континентальной коре от раннедокембрийского к раннепалеозойскому времени [Лутц, 1975].

### **Складкообразование и региональный метаморфизм**

Как уже отмечалось, на инверсионной стадии происходит горизонтально-зональный прогрессивный метаморфизм высоко- или среднеградиентного типа, который как будто бы немного опережает процесс формирования новообразованных поднятий, т.е. происходит до начала восходящих тектонических движений (см. рис. 3, б). В то же время этому этапу метаморфизма предшествует однородный ареальный метаморфизм [Глебовицкий, 1973]. Приведем аргументы, свидетельствующие о том, что и главная фаза складчатости также немного запаздывает по отношению к процессу метаморфизма.

Обобщение многочисленных данных по структурной эволюции метаморфических комплексов привело некоторых исследователей [Дук и др., 1975; Казаков, 1976; Миллер, 1973] к представлению о деформационном цикле, выдвинутому в 1970 г. А.Н. Казаковым [Казаков, 1976, с. 223]. Установлено, что в регионально-метаморфизованных комплексах последователь-

но возникающие генерации складок, от более древних к более молодым, свидетельствуют об уменьшении степени пластичности пород и нарастании их хрупких свойств по мере роста тектонического поднятия.

На первом этапе деформационного цикла господствует вертикальное ("радиальное", по терминологии названных авторов) сжатие в сочетании с региональным прогрессивным метаморфизмом. В результате слоистость толщ сохраняет горизонтальное залегание, лишь местами осложненное мелкими лежащими практически изоклинальными складками (рис. 5 и 6). Метаморфическая перекристаллизация и дифференциация текстурно проявляются в виде сланцеватости и полосчатости, в основном параллельных первичной слоистости. Чаще всего кульминационный пик прогрессивного метаморфизма приурочен именно к этому этапу деформационного цикла [Миллер, 1973]; после этого обычно метаморфизм становится регрессивным.

Второй этап деформационного цикла происходит в иной динамической обстановке - в условиях горизонтального сжатия, когда формируются складки с вертикальными осевыми плоскостями, а также параллельные последним сланцеватость и полосчатость, занимающие, в отличие от первого этапа, преимущественно секущее положение по отношению к слоистости.

На третьем этапе ориентировка осей напряжений снова изменяется, и возникает наложенная складчатость.

Таким образом, главная фаза складкообразования происходит только на втором этапе деформационного цикла, когда породы уже подверглись метаморфическим преобразованиям на первом этапе этого цикла. Это представление подтверждается и другими аргументами. Имеются примеры, когда границы фаций метаморфизма параллельны стратиграфическим границам и повторяют контуры крупных складчатых структур [Божко, Демина, 1974]; иными словами, стратиграфические границы и метаморфические изограды совместно изогнуты в одни и те же складки. Зафиксированы случаи, когда в одном районе складчатость связана в пространстве и во времени с гранитизацией [Гончаров, 1976], а последняя произошла несколько позже прогрессивного метаморфизма при некотором снижении температуры и давления, происходящем на фоне восходящих тектонических движений [Л.И. Демина, 1975 г.]. В складчатой деформации участвуют породы, вязкость которых бывает понижена предшествовавшим процессом метаморфизма [Гончаров, Фролова, 1977].

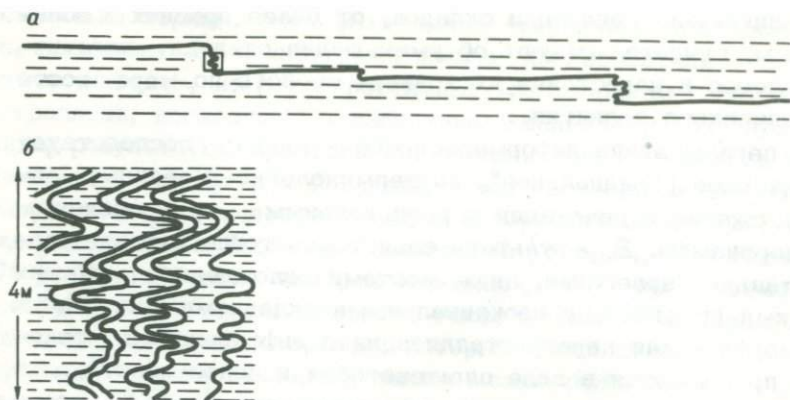


Рис. 5. Мелкие лежачие складки (сплошная линия) с субгоризонтальной сланцеватостью (прерывистые линии), сформировавшиеся на первом этапе деформационного цикла в породах агинского метаморфического комплекса (Восточное Забайкалье). По Ю.В. Миллеру, Р.И. Милькевич, В.А. Глебовицкому и Г.В. Давыдову [1973]

а - общий вид; б - фрагмент складки

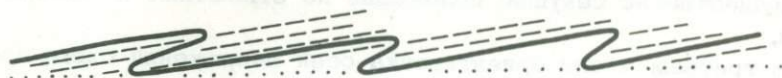


Рис. 6. Геометрические взаимоотношения первичной поверхности напластования (точки) и сланцеватости или полосчатости (прерывистые линии) при формировании мелких асимметричных лежачих складок на первом этапе деформационного цикла. По А.Н. Казакову [1976]

В неметаморфизованных толщах деформационный цикл практически ограничивается только вторым этапом - формированием вертикальных складок с секущим кливажем, параллельным осевым плоскостям этих складок. Первый этап редуцирован [Миллер, 1973]. Однако, если понимать метаморфизм в более широком смысле, в частности, относить к нему отмеченные выше явления криптометаморфизма - выделение молекулярной воды, относительно слабо связанной со структурой минералов, и т.п., то эти толщи тоже можно условно считать "метаморфизованными". На основании изучения

связи кливажа со складкообразованием установлено, что кливаж возникает одновременно с "метаморфизмом" на самой ранней стадии складчатой деформации, когда слои испытывают только небольшое равномерное продольное сокращение [Лебедева, 1976]. По-видимому, этот процесс представляет собой некий аналог описанного выше первого этапа деформационного цикла с той разницей, что здесь с самого начала господствует обстановка горизонтального сжатия и возникает вторичная текстура (кливаж), также с самого начала занимающая секущее положение по отношению к слоистости. Эта особенность была отмечена еще П. Фурмарье при выделении в складчатых областях так называемого "нижнего фронта кливажа" - поверхности, отделяющей зону секущего кливажа наверху от зоны послышной сланцеватости внизу [Кириллова, 1960]. И.В. Кирилловой [1962] удалось экспериментально воспроизвести обстановку горизонтального сжатия наверху и вертикального сжатия внизу.

Таким образом, на инверсионной стадии геосинклинального режима региональный прогрессивный метаморфизм несколько опережает процесс формирования новообразованных поднятий и складкообразование.

### Гранитизация

Гранитизация - это одна из форм гранитообразования в земной коре, когда на месте пород разного происхождения возникают гранитоиды. Таким образом, эти гранитоиды автохтонны.

Другая форма гранитообразования - внедрение сформированного на более глубоких уровнях земной коры гранитоидного расплава. Это интрузивные, или аллохтонные, гранитоиды. Выше указывалось, что "всплывание" магматических масс представляет собой одну из разновидностей адвекции - магмотогенную адвекцию. Движения такого рода могут быть причиной складчатых деформаций, а также возникновения более крупных тектоно-магматических структур. Однако это совершенно особая проблема, которой мы в данной работе касаться не будем. Отметим только, что роль аллохтонного гранитообразования, по сравнению с автохтонным, усиливается при переходе ко все более молодым геосинклиналям [Митрофанов, Кравцова, 1974]. При прочих равных условиях на инверсионной стадии геосинклинального режима также усмат-

ривается аналогичная тенденция; на этой стадии происходит эволюция от натриевого гранитоидного магматизма к калиевому. При этом более ранние плагиограниты, образующиеся приблизительно одновременно со складчатостью и региональным метаморфизмом, чаще всего автохтонны. Среди позднескладчатых плагиомикроклиновых гранитов возрастает роль аллохтонных, интрузивных разновидностей, а наиболее поздние, послескладчатые микроклиновые граниты, как правило, аллохтонны [Митрофанов, Кравцова, 1974; Шуркин, Митрофанов, 1974]. Гранитные расплавы, генерирующиеся в условиях гранулитовой фации, имеют тенденцию к миграции в вышележащие горизонты, т.е. обычно аллохтонны. Напротив, расплавы, формирующиеся в условиях амфиолитовой фации, обычно автохтонны [Бакуменко, Соболев и др., 1976]. Что касается еще более низкотемпературных фаций, то для условий этих фаций автохтонная гранитизация не характерна, и в соответствующих толщах обычно присутствуют только аллохтонные гранитоиды, магма которых имеет более глубинное происхождение [Шуркин, Митрофанов, 1974]. Наконец, опять-таки при прочих равных условиях многое зависит от положения геоизотерм в земной коре. Установлено [Синица, 1975], что на ранних этапах развития гнейсовых куполов на уровне наблюдаемого в настоящее время денудационного среза формировались аллохтонные гранитоиды; выплавление же соответствующей магмы происходило на более глубоких уровнях. Затем, по мере увеличения прогресса земной коры и подъема геоизотерм на том же уровне происходила гранитизация, т.е. образовывались автохтонные гранитоиды. После этой кульминационной стадии началось охлаждение коры, опускание геоизотерм и возвращение к аллохтонному гранитообразованию.

Таким образом, к кульминационному этапу регионального прогрессивного метаморфизма и складкообразования приурочено автохтонное гранитообразование, или гранитизация. Именно поэтому мы и акцентируем внимание на данном типе гранитообразования. Под гранитизацией, вслед за большинством исследователей, автор понимает совокупность всех видов автохтонного гранитообразования: метаморфическую дифференциацию без привноса вещества, метасоматическое замещение в твердом состоянии, селективное плавление (анатексис) с привносом и без привноса вещества. Эти процессы могут протекать совместно даже в пределах небольших участков гранитизации [Гончаров, 1976; Крылова, Борисова, 1970].

В рамках данной работы нет ни необходимости, ни возможности рассмотреть все аспекты связи гранитизации с вертикальными тектоническими движениями, складкообразованием и региональным метаморфизмом. Остановимся лишь на тех аспектах, которые могут помочь оценить роль гранитизации как возможной причины инверсии плотности в земной коре, адвективных тектонических движений и складкообразования. В этой связи уместно вспомнить, что еще совсем недавно гранитизацию квалифицировали как ультраметаморфизм, т.е. как наиболее глубинную и высокотемпературную степень регионального метаморфизма. Предполагалось, что на некоторой глубине, ниже "фронта гранитизации", господствуют условия сплошной гранитизации. Однако эти представления противоречат максимальному развитию гранитизации в условиях отнюдь не самой глубинной и высокотемпературной фации метаморфизма — амфиболитовой. Кроме того, установлено, что сплошная региональная гранитизация происходила лишь в архее, на так называемой пермобильной, или пангеосинклинальной, или прогеосинклинальной, стадии развития земной коры [Шуркин, Митрофанов, 1974]. Начиная же с протерозоя (с протогеосинклинальной стадии), регионально проявлялся лишь метаморфизм, гранитизация же происходила локально, под определенным структурным контролем. Максимум гранитизации обычно приурочен к ядрам антиклиналей или антиклинорий, прочем гранитообразование рассматривается отнюдь не как причина, а лишь в качестве эпизода в длительном процессе развития этих структур [Кейльман, 1974; Павлова, 1967].

Таким образом, гранитизация как главная причина создания инверсии плотности в земной коре, адвективных тектонических движений и складкообразования может рассматриваться лишь применительно к раннему прогеосинклинальному этапу развития земной коры, когда инверсия тектонических движений явно связана с гранитизацией [Лутц, 1974]\*.

Формирование магматических комплексов и даже целых серий этих комплексов, таких как габбро-гранитная серия, очевидно, представляет собой импульсный, эпизодический процесс длительностью не более нескольких миллионов лет. Спо-

---

\* Гипотеза об ультраметаморфогенной адвекции подробно излагается в работе В.В. Эза [1976].

койные периоды между этими эпизодическими "выпешками" занимают гораздо большие отрезки времени, измеряемые десятками миллионов лет [Добрецов, Попов, 1974; Исох, 1975].

Возникает вопрос о возрастных соотношениях регионального метаморфизма и гранитизации на инверсионной стадии геосинклинального режима. Имеются данные о контроле локализации процессов гранитизации со стороны складчатой структуры и об одновременности гранитизации и складкообразования. Однако, как уже отмечалось, складкообразование немного запаздывает по сравнению с региональным прогрессивным метаморфизмом. Следовательно, то же самое можно предполагать в отношении гранитизации, синхронной со складчатостью. Это подтверждается анализом минеральных парагенезисов прогрессивного этапа метаморфизма по сравнению с этапом гранитизации [Л.И. Демина, 1975 г.]. Гранитизация, в частности, кристаллизация анатектических расплавов, синхронна с регрессивными этапами метаморфизма [Крылов, 1970; "Фации метаморфизма", 1970]. Однако, несмотря на некоторую разновременность прогрессивного метаморфизма и гранитизации, в целом они считаются близкоодновременными процессами. Более того, появилась новая точка зрения, согласно которой тесная парагенетическая связь обоих процессов объясняется тем, что вода, необходимая для анатектического плавления, образуется именно в результате прогрессивной метаморфической дегидратации [Шкодзинский, Кицул, 1967]. К этому вопросу мы еще вернемся.

С этой закономерностью увязывается соотношение палеотемператур регионального прогрессивного метаморфизма и гранитизации. Ни в одном случае температура гранитизации не оказывалась выше температуры, при которой образовались вмещающие гнейсы. Она во всех случаях либо одинакова, либо ниже палеотемпературы гнейсов [Перчук, 1970]. Гранитизация происходит не только при более низкой температуре, но и при несколько меньшем давлении [Л.И. Демина, 1975 г.]. Сказанное свидетельствует о следующей цепи событий: прогрессивный метаморфизм – восходящие тектонические движения – гранитизация. Это подтверждает приведенные ранее соображения о связи трех названных процессов на инверсионной стадии геосинклинального режима.

Установлено, что на любых глубинах гранитизация осуществляется при более высоком парциальном давлении воды, чем метаморфизм. При этом максимум парциального давления

воды достигается в условиях амфиболитовой фации. Выше и ниже этого уровня парциальное давление воды последовательно снижается [Маракушев, Перчук, 1975].

---

Проблема взаимосвязи эндогенных процессов наиболее актуальна для инверсионной стадии геосинклинального режима. На этой стадии тенденция к преобладанию восходящих тектонических движений сочетается с интенсивными складкообразованием, региональным метаморфизмом и гранитизацией в толщах, накопившихся на доинверсионной стадии.

Для постановки вопроса о генетических связях между этими процессами и выделении среди них главного, определяющего, ведущего процесса необходимо выяснить, какой из этих близко-одновременных процессов предшествует остальным.

Совокупность приведенных данных свидетельствует о приоритете регионального метаморфизма.

При формировании новообразованных поднятий, т.е. в том случае, когда имеется уверенность в отчетливой регистрации начала процесса восходящих тектонических движений, зафиксированы проявления регионального метаморфизма в широком диапазоне температур, но в узком диапазоне давлений. Это значит, что метаморфизируемая толща еще не была вовлечена в процесс поднятия, располагаясь повсюду на почти одинаковых глубинах от земной поверхности, но уже подвергалась горизонтально-неоднородному метаморфизму. Другими словами, тектоническому поднятию предшествовало "термальное поднятие" в виде системы выпуклых кверху геоизотерм.

Этапы деформационно-метаморфического цикла неравноценны по интенсивности регионального метаморфизма и складкообразования. Кульминация метаморфизма приходится на первый этап, когда формируется субгоризонтальная сланцеватость, в основном параллельная слоистости. Главная фаза складкообразования запаздывает и приурочена ко второму этапу цикла.

Гранитизация также происходит несколько позже, чем региональный метаморфизм. Этот факт нашел отражение в терминологии: гранитная "неосома" возникает в виде жильных тел на фоне метаморфического субстрата — "палеосомы". Отмечено много случаев, когда гранитизация происходила при

пониженных температурах и давлениях по сравнению с предшествовавшим прогрессивным метаморфизмом, что свидетельствует о вовлечении метаморфизованных пород в процесс восходящих тектонических движений. Сказанное говорит об одновременности гранитизации со складкообразованием.

Данные, приведенные для обоснования некоторого опережения региональным метаморфизмом других эндогенных процессов, сами по себе не являются решающими. Однако их вполне достаточно, чтобы предполагать определенную генетическую связь метаморфизма с этими процессами.

### РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК ПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ МЕХАНИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Любая сплошная среда обладает механической устойчивостью в поле силы тяжести, если соблюдается условие минимума механической потенциальной энергии. Последняя представляет собой сумму гравитационной и упругой потенциальной энергии.

Минимум гравитационной энергии имеет место в том случае, когда плотность среды постоянна в горизонтальном направлении и не убывает сверху вниз. В противном случае существует инверсия плотности, и среда находится в состоянии механической неустойчивости.

Условие минимума упругой энергии сводится к условию отсутствия дополнительных напряжений. Под последними понимаются напряжения, превышающие гравитационную нагрузку. Последняя определяется весом вышележащей среды.

Земная кора обладала бы идеальной механической устойчивостью, если бы состояла из строго горизонтальных слоев, плотность которых возрастала или, по крайней мере, не убывала бы с глубиной, а напряжения внутри каждого слоя определялись бы только весом вышележащих толщ, т.е. были равны литостатическому давлению. Такая устойчивость в наибольшей степени характерна для платформенного чехла, если в разрезе последнего отсутствуют соленосные толщи.

Что касается инверсионной стадии геосинклинального режима, которая характеризуется интенсивным региональным метаморфизмом и складкообразованием, то имеются все основания полагать, что на этой стадии происходит весьма су-

шественное нарушение механической устойчивости в земной коре. В литературе обсуждаются оба указанных выше фактора, нарушающих равновесие, — инверсия плотности и дополнительные напряжения. Мы начнем изложение со второго фактора, по поводу которого в последнее время ведется оживленная дискуссия и который часто фигурирует под названиями "аномально высокое", "избыточное", или "сверхвысокое" давление.

### Сверхвысокое давление

Если однофазовая сплошная среда, т.е. среда, состоящая только из одного вещества, находится в напряженном состоянии, то это означает, что в любой точке пространства, занятого средой, существуют три взаимно перпендикулярные площадки, ориентированные таким образом, что на них не действуют касательные напряжения. К каждой из этих площадок приложены только нормальные напряжения. Поскольку принято растягивающие напряжения считать положительными, а сжимающие — отрицательными, то алгебраические значения величины трех названных напряжений можно однозначно расположить в ряд  $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$ . Величина и ориентировка осей этих так называемых главных нормальных напряжений однозначно определяют напряженное состояние в рассматриваемой точке. Совокупность значений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  в разных точках пространства характеризует поле напряжений. В частном случае  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$  говорят о "всестороннем сжатии", "изотропном", "гидростатическом", "литостатическом", "геостатическом" поле напряжений. При этом нередко вместо "напряжения" фигурирует "давление". Уместно напомнить, что, в отличие от напряжений, давление считается положительным именно в случае сжатия, т.е.  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = -p$ . В более общем случае неравных  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  употребляют термины "неравностороннее сжатие", "анизотропное", "негидростатическое", "нелитостатическое", "геодинамическое" поле напряжений, а также "ориентированное" напряжение и давление, или "стресс". Кроме того, существует еще одна величина:

$$p = - \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}, \quad (1)$$

так называемое общее давление, характеризующее ту составляющую напряжений, которая обеспечивает равномерное всестороннее сжатие.

Выбор в этой пестрой гамме терминов имеет смысл сделать исходя из оговоренных выше условий механического равновесия в земной коре, а именно из отсутствия дополнительных напряжений. В этом случае породы испытывают только литостатическое давление  $\rho_s$ , обусловленное нагрузкой вышележащих толщ:

$$\rho = \rho_s = \rho g h = -\sigma_1 = -\sigma_2 = \sigma_3, \quad (2)$$

где  $\rho$  — средняя по глубине плотность,  $h$  — мощность этих толщ, а  $g$  — ускорение силы тяжести. В данной ситуации термин "напряжение" излишен.

Если же в земной коре действуют горизонтальные напряжения сжатия  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ , превышающие по абсолютной величине  $\rho_s$ , то будет иметь место неравенство:

$$\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1 \leq -\rho_s. \quad (3)$$

В этом случае, используя формулу (1), нетрудно заключить, что

$$\rho > \rho_s, \quad (4)$$

т.е. общее давление превышает литостатическое. Теперь механическое равновесие становится неустойчивым, и имеет смысл говорить о "напряжениях"  $\sigma_1, \sigma_2$  и  $\sigma_3$  и "давлениях"  $\rho$  и  $\rho_s$ . Учитывая сказанное, мы будем употреблять термины "напряжение" и "напряженное состояние" применительно к случаю (3), а "давление" — тогда, когда речь идет о всестороннем сжатии во всех случаях.

Реальные горные породы представляют собой двухфазную систему, состоящую из твердого минерального скелета и флюида, заполняющего поры, межзерновые промежутки и другие полости. Агрегатное состояние флюида зависит от его состава, температуры и давления. Например, вода при региональном метаморфизме находится в жидкообразном состоянии, а при контактовом метаморфизме — в состоянии собственно "флюида", переходном от жидкообразного к газообразному состоянию ["Фашии метаморфизма", 1970]. Но обычно этот термин используют в более широком, собирательном смысле для обозначения всей гаммы газожидких состояний, противопоставляя флюид твердой фазе. Именно в этом смысле мы и будем в дальнейшем применять термин "флюид".

В последние годы предметом дискуссии стало соотношение между литостатическим  $\rho_s$ , общим  $\rho$  и флюидным  $\rho_f$  дав-

лением. П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым [Кропоткин, Валяев, 1965, 1976] синтезированы материалы по гидрогеологии и нефтяной геологии, относящиеся к глубинам, доступным для бурения, и данные по выявлению термодинамических условий метаморфизма. Ими выделены в земной коре сверху вниз три зоны по соотношению величин  $\rho_s$ ,  $\rho$  и  $\rho_f$  :

1) в верхней, поверхностной зоне существует высокая гидравлическая проницаемость горных пород. Вследствие этого система пор в породе, находящейся на некоторой глубине, свободно сообщается с земной поверхностью. Поэтому давление во флюидной фазе соответствует на этой глубине весу столба флюида, имеющего плотность  $\rho_f$  :

$$\rho_f = \rho_f g h ; \quad (5)$$

Давление же в породе в целом соответствует литостатическому  $\rho_s$  и определяется формулой (2). При определении давления на минеральный скелет  $\rho$ , исходя из того, что этот скелет как бы плавает во флюиде, следует учитывать подъемную силу Архимеда. В результате в первом приближении литостатическое давление распределяется таким образом: часть нагрузки вышележащих толщ воспринимает на себя флюид, в соответствии с формулой (5), а остальную часть — минеральный скелет:

$$\rho_s = \rho + \rho_f ; \quad (6)$$

2) в более глубокой, переходной зоне пористость и гидравлическая проницаемость горных пород неуклонно снижаются с возрастанием глубины (законы сообщающихся сосудов и Архимеда здесь уже не применимы в полной мере). Если на горные породы не действуют дополнительные напряжения, то имеет место тенденция к выравниванию значений всех трех рассматриваемых величин:

$$\rho_f = \rho = \rho_s ; \quad (7)$$

3) в глубинной зоне, пока не достигнутой скважинами, твердая и флюидная фазы образуют единую квазизамкнутую систему, характеризующуюся следующим соотношением:

$$\rho_f = \rho > \rho_s . \quad (8)$$

П.Н. Кропоткин и Б.М. Валяев справедливо отмечают, что термин "аномально высокое пластовое давление" часто при-

меняется неправильно. Так, например, гидрогеологи и нефтяники считают аномалией отклонение значения  $P_f$  от того значения, которое определяется по формуле (5). Между тем нормой, действительной для подавляющей части земной коры и даже для Земли в целом, является соотношение (7). Поэтому сверхвысокими следует называть давления, превышающие литостатическое и определяемые формулой (8). И нами именно в таком смысле понимается термин "сверхвысокое давление".

Сверхвысокое флюидное давление местами отмечается и для промежуточной зоны, по данным бурения [Аникиев, 1971]. Что касается глубинной зоны, то для нее наличие сверхвысокого давления не доказывается столь непосредственно. Главным аргументом для этого служат данные петрологов о термодинамических условиях метаморфизма. Это прежде всего несоответствие между высокими значениями давления при метаморфизме горных пород и малой вероятностью столь же большой нагрузки вышележащих толщ в период метаморфизма. Успехи экспериментальных исследований в настоящее время позволяют на основании минеральных ассоциаций уточнить верхний предел давлений, возникающих в земной коре - 1,7-2,5 ГПа (17-25 кбар). Этот предел значительно выше литостатического давления, определяемого весом вышележащих толщ. Допуская выход на земную поверхность пород, ранее погруженных на глубину до 20 км, мы вынуждены предполагать, что литостатическое давление при их метаморфизме ограничивалось величинами в 0,5-0,6 ГПа, а для границы Моххоровичича даже при повышенной мощности земной коры в 50 км - 1,4 ГПа. Следовательно, при метаморфизме несомненно существует сверхвысокое давление ["Фации метаморфизма", 1970].

Однако до сих пор нет удовлетворительных моделей, объясняющих природу сверхвысокого давления ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976]. Некоторые петрологи, в частности А.А. Маракушев (1973), считают, что механизм создания такого давления не может быть обоснован с позиций термодинамики, а одна из возможных причин несоответствия экспериментальных и природных данных заключается в том, что твердофазовые реакции происходят в природе очень медленно, и экспериментаторы вынуждены компенсировать это созданием дополнительного давления. Другие исследователи видят причину несоответствия в том, что метаморфизм про-

исходит в природных условиях, в отличие от эксперимента, в обстановке трехосного напряженного состояния, снижающего величину давления, необходимого для прогрессивных реакций минералообразования [Московченко и др., 1976].

Среди исследователей, которые допускают существование сверхвысокого давления при метаморфизме горных пород и пытаются его объяснить, наметились три основные группы:

К первой группе относятся авторы, которые видят причину сверхдавления в тектонических напряжениях, сопровождающих процесс метаморфизма. Посредством формул (3) и (4) было показано, каким образом появление дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений повышает величину общего давления. Эта точка зрения является тем более приемлемой, так как в последнее время на основании измерений в горных выработках и скважинах, а также по данным сейсмологии делается обобщение. Суть его состоит в том, что земная кора и вообще литосфера охвачены глобальным "геодинамическим" полем напряжений, характеризующимся дополнительными горизонтальными сжимающими напряжениями. Это поле напряжений фиксируется в фундаменте платформ, на шитах, в складчатых областях и даже в некоторых рифтовых зонах, например, в Исландии, вопреки взглядам сторонников "тектоники плит". И лишь в чехле платформ толщи пород находятся в условиях "геостатического" поля напряжений, где дополнительные горизонтальные сжимающие напряжения отсутствуют [Кропоткин, 1973; Кропоткин, Фролов, 1974; Пейве, Кропоткин, 1973]. Применительно к сверхдавлению при метаморфизме эту точку зрения отстаивает В.С. Соболев ["Фашии метаморфизма", 1970].

Предположение о ведущей роли тектонических напряжений при формировании обстановки сверхвысокого давления представляется на первый взгляд весьма естественным. Действительно, сопутствующие метаморфизму складчатые деформации и сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок и часто занимающая субвертикальное положение, свидетельствуют о горизонтальных сжимающих напряжениях во время складкообразования. Однако выше говорилось о некотором запаздывании процесса формирования складчатости по отношению к главному, кульминационному моменту регионального прогрессивного метаморфизма. Более того, согласно представлениям о деформационном цикле [Казаков, 1976; Миллер, 1973], описываемый тип метаморфизма приходится на тот момент, когда господствуют условия вертикального сжатия и

формируются сланцеватость и полосчатость, в общем параллельные слоистости. Последняя на данном этапе еще не подвергается сплошному складкообразованию. Отсюда можно предположить, что в главную стадию прогрессивного метаморфизма не было горизонтальных сжимающих напряжений и возможное сверхдавление на этой стадии было обусловлено иными причинами.

По мнению другой группы исследователей, причину возникновения сверхвысокого давления нужно искать в самом процессе метаморфизма. В нашей стране подобные взгляды отстаивает Н.Л. Добрецов [“Фации метаморфизма”, 1970], а за рубежом — Р. Рутланд [Рутланд, 1967]. Суть этих взглядов состоит в признании ведущей роли флюидного давления в условиях, когда флюид заключен в замкнутых порах и не имеет возможности выхода из порового пространства. Поскольку коэффициент объемного теплового расширения флюидной фазы во много раз больше, чем у твердых минералов, то при повышении температуры происходит соответствующее повышение флюидного давления, а вместе с этим и общего давления. Кроме того, при прогрессивном метаморфизме господствуют реакции дегидратации и декарбонатизации, что вызывает добавление к имеющемуся флюиду новых порций  $H_2O$  и  $CO_2$  и усиливает эффект сверхвысокого давления.

Расчеты, подтверждающие возможность осуществления такого эффекта сверхдавления, произведены В.В. Хлестовым [1975]. Он исходит из того, что к моменту достижения начальных температур метаморфизма ( $350-400^\circ$ ) осадочные толщи обычно имеют среднюю пористость не более 3–4% и включают не более 5 вес.% конституционной воды, т.е. воды, содержащейся в кристаллической решетке минералов. Другими словами, общее содержание воды оценивается цифрой  $1,5 \cdot 10^2$  кг/м<sup>3</sup> породы. К началу анатексиса ( $650-700^\circ$ ) средняя пористость понижается до 0,5–1%, а количество конституционной воды — до 0,6–1 вес.%. Таким образом, суммарной воды остается не более  $0,3 \cdot 10^2$  кг/м<sup>3</sup> породы. Если в осадочно-метаморфической толще выделить такую ее часть, что при максимуме метаморфизма ее верх отвечал бы температурам  $350-400^\circ$ , а низ  $650-700^\circ$ , то общая потеря воды в ходе метаморфизма для этой части составит около  $0,5h \cdot 10^2$  кг/м<sup>2</sup> площади, где  $h$  — мощность данной части толщи в метрах. Учитывая имеющиеся оценки палеогеотермических градиентов в пределах 20–75 град/км, можно заклю-

чить, что соответствующее  $h$  лежит в пределах 4–15 км. Отсюда общая потеря воды равна  $2 \cdot 10^5 - 7,5 \cdot 10^5$  кг/м<sup>2</sup>. Исходя из того, что для наиболее глубоких осадочных образований, приближающихся к уровню начального метаморфизма, гидравлическая проницаемость составляет всего  $10^{-8} - 10^{-9}$  дарси, а при метаморфизме уменьшается еще больше за счет закупорки каналов минеральными новообразованиями, В.В. Хлестов с помощью уравнения Дарси определяет градиент флюидного давления, который может обеспечить указанную величину восходящего флюидного потока. Оказывается, что этот градиент может существенно, в 2–3 раза, превышать градиент литостатического давления.

Этот расчет сделан в предположении, что вся выделившаяся при метаморфизме вода теряется породами в течение самого процесса метаморфизма, продолжительность которого оценивается цифрой < 5 млн. лет. Тот факт, что в конце концов породы действительно теряют эту воду, не подлежит сомнению. Но отнюдь не бесспорно то, что вода покидает породы вместе с прекращением процесса метаморфизма.

В соответствии с гипотезой о возникновении флюидного сверхдавления в процессе метаморфизма продукты реакций дегидратации и декарбонатизации —  $H_2O$  и  $CO_2$  — должны накапливаться в порах пород, а их парциальные давления должны возрастать, тем самым препятствуя продолжению породивших их реакций. Другими словами, эти вещества должны стать термодинамически инертными компонентами. Одни петрологи [Шкодзинский, Кицул, 1976] приводят факты, как будто бы подтверждающие возникновение перечисленных последствий. Другие же, как, например, В.А. Жариков, оспаривают возможность квалификации воды как инертного компонента при анализе минеральных парагенезисов ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976]. Не увязывается с этой гипотезой и устойчивость режима давления на обширных площадях, при значительном контрасте температур [Глебовицкий и др., 1971], а также региональный диафторез, когда метаморфизму подвергаются в значительной степени обезвоженные породы. Большинство петрологов склоняется к той мысли, что возможно возникновение локальных очагов сверхвысокого флюидного давления как следствие метаморфизма; менее обоснованы взгляды о проявлении этого эффекта в региональном масштабе ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976].

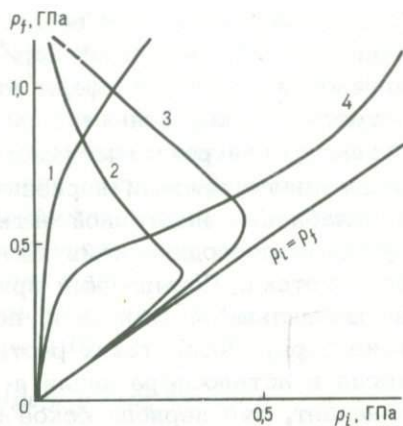
Существует еще одна точка зрения о природе сверхвысокого давления, признающая в качестве решающего фактора процесс дегазации верхней мантии [Кропоткин, Валяев, 1965, 1976; Летников, 1976; Новоселов, 1975]. Согласно этой точке зрения, отделяющиеся из верхней мантии флюиды сами "прокладывают" себе дорогу наверх, увеличивая гидравлическую проницаемость и пористость пород земной коры, но, встречая в последней сопротивление своей миграции, создают сверхвысокое давление. Расчеты показывают, что в статических условиях такое давление довольно быстро снижается до нормального. Поэтому длительное существование сверхвысокого давления в земной коре может быть обеспечено лишь столь же длительным восходящим потоком мантийных флюидов [Кропоткин, Валяев, 1965]. Весьма показательна в этом плане связь изменчивости флюидного режима с изменением напряженного состояния земной коры и с сейсмичностью [Кропоткин, Валяев, 1976].

О наличии восходящего флюидного потока из мантии в особенности на инверсионной стадии геосинклинального режима, в эпоху регионального метаморфизма, свидетельствуют многочисленные данные [Изох, 1975; Лутц, 1974; Миясино, 1976]. А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук в последние годы последовательно развивают гипотезу о том, что сам процесс регионального метаморфизма обусловлен подъемом из мантии флюидов, в значительной степени состоящих из "восстановленных" компонентов, таких как  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$  и др. Согласно этой гипотезе, на некоторой оптимальной глубине, соответствующей уровню амфиболитовой фации и сплошной гранитизации, происходит окисление этих флюидов с образованием  $H_2O$  и  $CO_2$ , сопровождающееся выделением тепла, необходимого для протекания процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Названные исследователи подкрепили свою гипотезу данными о закономерном распределении парциальных давлений основных компонентов флюида на разных глубинах (рис.7). На рисунке видно, что максимум парциального давления воды соответствует глубине, начиная с которой парциальное давление "восстановленных" компонентов резко падает, если двигаться снизу вверх.

При региональном метаморфизме состав флюида не зависит от петрологической принадлежности породы и свидетельствует об условиях длительно существующего стационарного восстановительного флюидного потока из мантии [Летников, Шкандрий, 1976]. Это в особенности характерно для

Рис. 7. Закономерность в распределении парциального давления ( $p_i$ ) главнейших газовых компонентов флюида при метаморфизме и гранитизации в пределах земной коры. По А.А. Маракушеву и Л.Л. Перчуку [1975]

1 -  $\text{CO}_2$ ; 2 и 3 -  $\text{H}_2\text{O}$  при метаморфизме и гранитизации соответственно; 4 -  $\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO} + \dots$



эвгеосинклинального режима. При миогеосинклинальном режиме фундамент служит препятствием для столь мощного потока мантийных флюидов, и поэтому во флюиде преобладают  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  [Летников, 1976]. Значение мантийных флюидов особенно велико при региональном диафторезе, когда процессу метаморфической гидратации подвергаются сильно обезвоженные породы, в особенности принадлежащие к гранулитовой фации предшествовавшего прогрессивного метаморфизма ["Гранулитовая фация метаморфизма", 1972].

Несмотря на это, часть петрологов приводит контраргументацию и продолжает оставаться на традиционной позиции. Суть этой позиции состоит в признании того, что при региональном метаморфизме во флюиде преобладают  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ , основным источником которых служат метаморфизируемые породы и в значительно меньшей степени - подкоровые магмы. Потоки флюида из мантии, не связанные с внедрением мантийных расплавов, совершенно ничтожны, а в самой мантии флюид может появляться в качестве самостоятельной фазы лишь при кристаллизации неудаленных сегрегированных расплавов ["Фации метаморфизма", 1970; Хлестов, 1975].

Думается, что ближе всего к истине стоят те исследователи, которые сочетают представления о "циклическом газовом дыхании земной коры" при осадочно-метаморфических процессах с идеями о "ювенильном газовом дыхании мантии" в связи с процессами ее дегазации [Сидоренко и др., 1976] и считают, что флюиды представляют собой смесь, в различных пропорциях, ювенильных, первичных флюидов и тех компонентов, которые мобилизованы в самой земной коре

[Кропоткин, Валяев, 1976]. По-видимому, с этих позиций следует подходить и к вопросу о природе сверхвысокого давления флюидов в земной коре, имея в виду, что с учетом прочности пород литосферы это давление вряд ли превышает литостатическое больше, чем на  $0,1 \text{ ГПа} = 1 \text{ кбар}$  ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976]. Импульсивность эндогенного режима, периодическая смена стадий возбуждения и ослабления эндогенной активности обусловлены соответствующими периодическими изменениями интенсивности теплового потока. Повышенный принос тепла в кору осуществляется ювенильными флюидами, поднимающимися в кору из астеносферы. Поток таких растворов возникает каждый раз, когда в астеносфере капли и пленки базальта застывают. Это означает, что периодическое прогревание коры происходит с опозданием в фазе по отношению к тепловым процессам в астеносфере: когда последняя нагревается, в частности, на доинверсионной стадии или при последующем орогенном режиме, происходит выплавление базальта, который изливается на поверхность, но, по-видимому, мало влияет на температуру коры. Когда же астеносфера охлаждается на инверсионной стадии, из нее поднимаются флюиды, которые, окисляясь, сильно нагреваются и прогревают кору в достаточной для регионального метаморфизма и гранитизации степени. С этими же флюидами в кору поступают и химические реагенты, необходимые для этих процессов [Лутц, 1974].

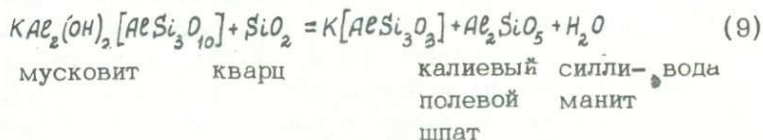
### Увеличение объема горных пород

На доинверсионной стадии геосинклинального развития в обстановке преобладающего погружения осадочные породы, в первую очередь глинистые, испытывают уплотнение под тяжестью вышележащих толщ. Это уплотнение обусловлено отжиманием поровой воды и уменьшением пористости.

На инверсионной стадии геосинклинального режима главным фактором изменения состояния пород является прогрессирующий подъем геоизотерм. Это повышение температуры вызывает региональный метаморфизм пород. Главнейшими метаморфическими реакциями являются реакции дегидратации (а также декарбонатизации). Другими словами, обезвоживание пород продолжается. Однако эффект этого процесса совсем иной, чем при предшествовавшем погружении.

Как правило, реакции дегидратации и декарбонатизации характеризуются увеличением суммарного объема продуктов реакции, включая перешедшие во флюид  $H_2O$  и  $CO_2$ , по сравнению с суммарным объемом исходных минералов [Миясиро, 1976; "Термодинамический режим метаморфизма", 1976]. Вследствие этого линии равновесия этих реакций имеют положительный наклон на  $pT$ -диаграммах. Другими словами, при повышении температуры равновесие этих реакций смещается в область повышенных давлений.

Приведем в качестве примера одну из распространенных реакций дегидратации [Белоусов, 1976]:



	140,5	22,7	108,7	49,9	27,0
мольные объемы	163,2		185,6		
$m^3/\text{моль} \cdot 10^{-6}$					

В результате этой реакции при давлении в 0,25 ГПа (2,5 кбар) и температуре 600°C общий объем твердой и жидкой фаз увеличивается на 14%.

В более верхних слоях земной коры при температурах, не превышающих 200–300°C, реакции дегидратации идут очень медленно, и поэтому лишь часть вещества горных пород испытывает собственно метаморфические преобразования [“Фации метаморфизма”, 1970]. При этом происходят процессы криптометаморфизма, когда адсорбированная на поверхности минералов вода также переходит в свободное состояние [Никитина, 1976], тоже с некоторым увеличением объема.

На инверсионной геосинклинальной стадии в породах фундамента, достаточно обезвоженных при предшествовавших преобразованиях, происходит региональный диафторез, при котором господствуют регрессивные реакции гидратации, приводящие к весьма незначительному увеличению объема [“Гранулитовая фация метаморфизма”, 1972]. Однако для осуществления этих реакций в региональном масштабе требуется значительное количество воды. Эта вода может поступать только снизу, из мантии. Как уже отмечалось, мощный восходящий длительный поток, генерируемый охлаждающейся верхней мантией, не ограничивается только диафторезом в фундаменте, а проникает выше, в чехол, как бы “вливаясь” в не ме-

нее мощный поток флюидов, порожденных дегидратацией и декарбонатизацией чехла. В условиях мантийного флюидного потока фундамент не может сохранять прежний объем и неизбежно должен "разбухать". По-видимому, тот же эффект происходит при фильтрации флюидов через осадочные толщи верхней части земной коры, не затронутые метаморфизмом [Кириллова, 1962]. Объем горных пород увеличивается и в процессе гранитизации, в частности, при ремобилизации геосинклинального фундамента [Кейльман и др., 1976].

Вернемся к реакциям дегидратации, происходящим при прогрессивном метаморфизме, и попытаемся оценить объемный эффект этих реакций. Для этого используем расчетные данные В.В. Белоусова (1976) и В.В. Хлестова (1975).

В реакцию, отраженную формулой (9), вступают твердые компоненты с общим мольным объемом  $163,2 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ . Если учесть, что к началу метаморфизма пористость не превышает 3–4%, то можно заключить, что в этих порах содержится вода, имеющая объем не более  $6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$  и массу не более 0,28 моля. Общий объем рассматриваемой системы до метаморфизма не превышает  $169 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ . При осуществлении названной реакции объем твердой фазы несколько уменьшается и составляет  $158,6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ . В результате этого поровое пространство увеличивается, но не превышает объема  $10,4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ .

На это пространство теперь "претендуют" остаточная поровая вода, которая при нагревании до температуры  $600^\circ\text{C}$  испытала объемное расширение до величины  $7,8 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ , а также вода, образовавшаяся при реакции и имеющая объем  $27 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ . Суммарный объем флюидной фазы при названной температуре и давлении 0,25 ГПа составляет  $34,8 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ , при плотности воды  $670 \text{ кг/м}^3$ . Если эту воду "загнать" в предназначенное для нее поровое пространство объемом  $10,4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ , то плотность воды увеличится и будет составлять  $2200 \text{ кг/м}^3$ . Такое возрастание плотности воды возможно лишь при давлении порядка 10 ГПа [Жарков и др., 1975], что для земной коры совершенно нереально. Однако отсутствие петрологических признаков увеличения  $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$  в системе при осуществлении реакций дегидратации, в первую очередь термодинамически вполне подвижное поведение воды при метаморфизме, а также ограничения, связанные с прочностью пород литосферы, заставляют сомневаться в возможности возникновения давления, превышающего литостатическое больше чем на 0,1 ГПа.

Таким образом, возникает вопрос о механизме, снимающем сверхвысокое флюидное давление. Многие петрологи считают, что если реакция идет с увеличением объема, то это связано с уменьшением литостатического давления в процессе восходящих тектонических движений. Однако С.П. Кориковский ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976] считает, что главным фактором реакции является повышение температуры. Такого же мнения придерживается и автор. Снижение литостатического давления с 0,25 до 0,06 ГПа, при сохранении температуры 600°C, может понизить плотность воды с 670 до 200 кг/м<sup>3</sup> и тем самым снять эффект сверхдавления, но это возможно лишь при возрастании величины геотермического градиента до 250 град/км, что опять-таки абсолютно нереально.

Наиболее очевидным механизмом снятия избыточного давления представляется фильтрация флюида вверх. Однако приведенные выше расчеты В.В. Хлестова [1975] показывают, что гидравлическая проницаемость метаморфических горных пород весьма мала и не может дать необходимого эффекта. Если же предположить, что флюиды сами прокладывают себе дорогу наверх посредством гидроразрыва [Кропоткин, Валяев, 1965], то это не решает указанную проблему. В данном случае наряду с оттоком флюида наверх будет иметь место приток флюида снизу и неизвестно, не приведет ли это вместо ожидаемого снижения давления, наоборот, к его увеличению, что и предполагается концепцией П.Н. Кропоткина и Б.М. Валяева.

Другой возможный механизм предотвращения избыточного давления — это увеличение общего объема пород с соответственным уменьшением их плотности [Белоусов, 1969, 1976]. Вызывает удивление тот факт, что петрологи в своей полемике о сверхдавлении игнорируют такую возможность или в лучшем случае говорят о ней лишь мимоходом [Хлестов, 1975]. Между тем никто не оспаривает возможности увеличения объема вещества при анатектическом расплавлении. Более того, существуют твердофазовые реакции, протекающие с увеличением объема при повышении температуры. Это говорит о том, что разуплотнение вещества в земной коре в процессе метаморфизма вполне реально, и в этом отношении реакции дегидратации и декарбонатизации, доминирующие при региональном прогрессивном метаморфизме, не представляют исключения. Увеличение объема в отличие от сверхдавления способствует стабильности режима  $H_2O$  и  $CO_2$ . Поскольку

$\rho_{H_2O}$  и  $\rho_{CO_2}$  при этом не изменяются, то нет оснований отказываться от представлений об их вполне подвижном термодинамическом поведении. Что касается фильтрации флюидов из мантии, то увеличение объема и дезинтеграция минерального скелета пород несколько ей не препятствуют, в отличие от случая с избыточным давлением.

Следовательно, температурные объемные эффекты необычайно мощны. В качестве наиболее очевидного примера можно привести замерзание воды, приводящее к разрушению весьма прочных сосудов и труб.

### Возникновение инверсии плотности в земной коре

Увеличение объема горных пород, происходящее в процессе регионального метаморфизма на инверсионной стадии геосинклинального режима, представляет собой одну из разновидностей разуплотнения вещества Земли, так как такое увеличение при сохранении массы вещества означает уменьшение плотности последнего.

Поскольку реакции дегидратации и декарбонатизации эндотермичны, т.е. осуществляются с поглощением тепла, то можно считать, что увеличение объема горных пород представляет собой превращение тепловой и химической энергии в потенциальную гравитационную энергию. Последняя возрастает потому, что при увеличении объема метаморфизируемой толщи эта толща расширяется в основном вверх. При этом затрачивается энергия по преодолению силы тяжести самой толщи, а также веса вышележащих неметаморфизованных пород. Совершенно очевидно, что при прекращении процесса метаморфизма и поступления конституционной воды в поровое пространство литостатическая нагрузка будет действовать в обратном направлении, т.е. в направлении уменьшения потенциальной гравитационной энергии системы. Другими словами, будет происходить отжимание поровой воды вверх и уплотнение пород. Возникает вопрос, а какова длительность этого процесса?

В настоящее время большинство исследователей склоняется к мнению об относительной кратковременности метаморфизма. Работа в этом направлении только начинается, но уже предварительные данные показывают, что продолжительность метаморфизма не превышает нескольких миллионов лет [Кепежинский и др., 1976] и, по-видимому, на самом деле значительно короче ["Термодинамический режим метаморфиз-

ма", 1976]. Основываясь на этих данных, В.В.Хлестов (1975) считает, что градиент флюидного давления может быть существенно (в 2-3 раза) выше литостатического. По мнению В.В. Хлестова, только при таком градиенте флюидного давления может быть обеспечена фактически наблюдаемая потеря воды в процессе прогрессивного метаморфизма.

Расчет В.В. Хлестова основан на уравнении Дарси, которое связывает плотность гидравлического потока, проницаемость горных пород и градиент давления, представляющий собой движущую силу этого потока. Его данные таковы: продолжительность метаморфизма  $\Delta t < 5$  млн.лет, проницаемость пород  $D \leq 10^{-9}$  дарси, кинематическая вязкость воды  $\nu_f = \frac{\zeta_f}{\rho_f} \sim 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с} = 10^{-4} \text{ см}^3 \cdot \text{пз/г}$  ( $\zeta_f$  - динамическая, или "обычная", вязкость воды,  $\rho_f$  - ее плотность).

Следует отметить, что оценка  $\nu_f$  В.В. Хлестовым занижена на целый порядок. Между тем в интересующем нас диапазоне температур 350-700°C  $\zeta_f$  не опускается ниже значения  $5 \cdot 10^{-5} \text{ Па} \cdot \text{с}$  даже при давлении 0,08 ГПа [Вукалович и др., 1969]. Экстраполяция этих данных для более высоких давлений в диапазоне 0,1-0,8 ГПа с учетом снижения  $\rho_f$  при повышенных температурах предоставляет возможность дать минимальную оценку  $\nu_f$  на порядок выше, а именно -  $10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ . Увеличение же вязкости воды понижает ее фильтрационную способность. С учетом этой поправки можно было увеличить на целый порядок оценку градиента флюидного давления.

Однако выше мы указывали, что большинство петрологов сомневается в том, что флюидное давление превышает литостатическое больше, чем на 0,1 ГПа (1 кбар). Для приведения расчета В.В. Хлестова в соответствие с этой точкой зрения необходимо оценить критически и его другие исходные данные.

Прежде всего следует обратить внимание, что В.В. Хлестов отождествляет продолжительность метаморфизма с временем, необходимым для удаления воды из порового пространства пород. Однако это совсем не обязательно. Породы могут быть еще длительное время "напитаны" водой. Данные по глубинному геомагнитному и магнитотеллурическому зондированиям свидетельствуют о присутствии в тектонически активных районах хорошо проводящего слоя на глубине от 20 до 40 км. Такая высокая электропроводность не может

быть объяснена температурными условиями в земной коре и скорее всего связана с зонами насыщения водой в процессе метаморфизма [Hyndman R.D., Hyndman D.W., 1968]. Этот метаморфизм, вероятно, происходит не в настоящее время, на орогенном этапе, а на предшествовавшей инверсионной стадии альпийских геосинклиналей и к настоящему моменту уже завершился, в то время как вода еще полностью не удалена из порового пространства пород.

Если же исходить из того, что длительность метаморфизма и продолжительность удаления воды непосредственно между собой не связаны, то расчет В.В. Хлестова можно произвести в "обратную" сторону - по градиенту литостатического давления, составляющему в среднем величину около 0,025 ГПа/км, оценить длительность удаления воды. С учетом приведенной выше поправки в оценке  $\sqrt{g}$ , эта длительность оказывается в пределах 50-200 млн. лет. В свете этой оценки нет ничего удивительного в том, что процесс альпийского метаморфизма, закончившийся к началу неотектонического орогенного этапа, привел к скоплению в порах пород воды, которая до сих пор снижает электропроводность определенных горизонтов земной коры.

В оценке коэффициента проницаемости горных пород Д.В.В. Хлестов исходит из того, что для наиболее глубоких осадочных пород, приближающихся к уровню начального метаморфизма, проницаемость падает до  $10^{-8}$  -  $10^{-9}$  дарси. Сходные или даже меньшие значения можно, по его мнению, предполагать и для метаморфических пород, подстилающих собственно осадочные толщи. Однако весь расчет В.В. Хлестова основан на предположении, что объем пород и их порового пространства в процессе метаморфизма существенно не изменяется. Между тем, как уже отмечалось, скорее всего в процессе метаморфизма возрастает именно объем пород, а не давление флюидов. Это увеличение объема осуществляется за счет расширения порового пространства. Несмотря на то, что многочисленные попытки найти зависимость между пористостью системы и ее проницаемостью не привели к удовлетворительным результатам [Бондаренко, 1973], данные бурения свидетельствуют о том, что более глубокие породы являются не только менее пористыми, но одновременно и менее проницаемыми. Было установлено, что при возникновении сверхвысокого флюидного давления возрастает не только пористость, но и проницаемость пород. Этот факт интерпретируется как свидетельство того, что поступающие снизу и находя-

шие под сверхвысоким давлением флюиды сами создают себе пути подъема в вышележащие горизонты [Кропоткин, Валяев, 1965]. Не исключено, что это обстоятельство играет существенную роль при формировании регионального кливажа в складчатых областях; этот эффект обычно трактуется как гидроразрыв пластов.

Однако все эти данные об увеличении проницаемости пород при избытке флюидов относятся лишь к зоне эпигенеза. Что касается более глубоких зон собственно метаморфизма, то для них возможность гидроразрыва подвергается сомнению [Хлестов, 1975]. К этому можно добавить, что в соответствии с представлением о деформационно-метаморфическом цикле максимум метаморфизма сочетается с формированием сланцеватости, преимущественно параллельной слоистости [Миллер, 1973]. Возможно, это также свидетельствует о значительном сопротивлении пород гидроразрыву, в отличие от зоны эпигенеза, где кливаж, как правило, занимает секущее положение по отношению к слоистости. Вероятно, главным фактором является высокое литостатическое давление в зоне метаморфизма. При повышенном давлении сжимаемость воды и горных пород сильно уменьшается. Это значит, что поступление снизу даже незначительной порции воды в растущую трещину резко повышает внутрипластовое давление, препятствующее дальнейшему росту трещины. Таким образом, вряд ли можно ожидать существенного увеличения проницаемости пород посредством гидроразрыва.

Деформации горных пород, на которые чаще всего ссылаются петрологи как на причину увеличения проницаемости земной коры, также не могут обеспечить необходимый эффект. В начале деформационного цикла это всего лишь формирование преимущественно послойной сланцеватости в сочетании с далеко не повсеместными мелкими лежащими складками. Интенсивная складчатость возникает лишь на втором этапе этого цикла, но деформации имеют существенно пластический характер. И лишь к концу цикла намечается тенденция к более действительно можно ожидать значительное увеличение проницаемости пород.

Таким образом, имеются все основания предполагать, что в течение длительного времени после завершения процессов метаморфической дегидратации и декарбонатизации горные породы были в избытке "напитаны" флюидами и имели пониженную плотность [Белоусов, 1969, 1975, 1976]. Если иметь

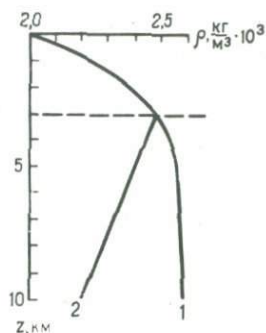
в виду, что на инверсионной стадии геосинклинального режима в процессе тектонического поднятия происходит снижение температуры и давления, то возникает вопрос о завершенности регрессивных метаморфических реакций, в первую очередь гидратации, и о сохранности минеральных ассоциаций предыдущего прогрессивного этапа [Хлестов, Лепезин, 1976]. В некоторых случаях действительно регрессивный метаморфизм имеет региональный характер, в особенности если он изменяет породы амфиболитовой фации предшествовавшего прогрессивного этапа [Зотов, 1975]. Однако обычно до этого дело не доходит. Вероятно, это связано с тем обстоятельством, что на прогрессивном этапе вода выделяется из минералов в поры пород и при этом как бы "омывает" буквально все пространство, способствуя завершенности метаморфических реакций. На регрессивном же этапе этого не происходит, так как вода на этот раз имеет доступ лишь к поверхности минералов, а все образующиеся капилляры довольно быстро "закупориваются" продуктами реакций гидратации [Хлестов, Лепезин, 1976].

Прежде чем говорить о распределении плотности горных пород по глубине на инверсионной стадии геосинклинального режима, попытаемся представить себе, каково было это распределение на доинверсионной стадии, когда господствовали нисходящие тектонические движения. По-видимому, близкие условия существуют в областях новейшего прогибания, в первую очередь в передовых и межгорных прогибах.

Данные бурения об изменении плотности горных пород с глубиной погружения в областях названных прогибов отличаются большой пестротой из-за влияния разных факторов — исходного состава пород, скорости погружения, длительности эпигенеза и др. Существенным фактором изменения плотности является изменение пористости. При уплотнении пород под действием литостатической нагрузки пористость уменьшается. Даже при насыщенной пористости, когда поры полностью заполнены водой, разность плотностей породы и содержащего пор составляет величину порядка  $1500 \text{ кг/м}^3$ . Поэтому при уменьшении пористости, скажем, от 25 до 5% происходит увеличение общей плотности (точнее — объемного веса) породы на  $300 \text{ кг/м}^3$ .

Практика бурения ["Коллекторы нефти и газа...", 1975] показывает, что пористость и связанная с ней плотность пород сначала довольно быстро уменьшаются с глубиной. Однако начиная с глубины около 3 км градиент этого уменьшения

Рис. 8. Изменение плотности горных пород ( $\rho$ ) с глубиной ( $z$ ) на доинверсионной (1) и инверсионной (2) стадиях геосинклинального режима



сильно снижается. На рис.8 распределение плотности с глубиной показано линией 1; последняя представляет собой лишь самое первое приближение к действительности и не является статистическим осреднением ввиду большого разброса значений плотности для разных регионов.

К началу инверсионной стадии геосинклинального режима даже в плотных глинистых породах сохраняется в порах до 5% воды. Когда происходит прогрессивный подъем геоизотерм, к первоначальной поровой воде вначале присоединяется вода, адсорбированная на поверхности минералов, объем которой составляет в зависимости от состава породы от 2,5 до 20% от общего объема породы [Белоусов, 1976]. После того как достигается температура 350–400°C, начинается метаморфизм пород в собственном смысле этого слова. В процессе дегидратации, в связи с переходом минералов, богатых водой, в минералы, более бедные водой или безводные, в поровое пространство выделяется новая порция воды, составляющая в некоторых случаях около 15% по отношению к объему твердой фазы. Таким образом, в результате метаморфизма в порах может скапливаться вода, составляющая около 30% от общего объема пород. Так как после удаления этой воды "сухие" метаморфические породы, обнажающиеся на дневной поверхности, имеют плотность около 2800 кг/м<sup>3</sup>, то с учетом плотности воды при высоких температурах и давлениях – порядка 670 кг/м<sup>3</sup> – плотность насыщенных водой пород можно оценить величиной порядка 2200 кг/м<sup>3</sup>. Примерно такую же плотность имеет расплав метаморфических и кислых магматических пород, а также плотность соленосных толщ.

Плотность около 2200 кг/м<sup>3</sup> имеют породы, метаморфизованные при температурах 600–700°C на глубине около 10 км;

выше степень метаморфизма меньше. Соответственно меньше и количество воды, переходящее при метаморфизме и глубинном эпигенезе в поровое пространство пород, а вместе с этим эффект увеличения объема и снижения плотности. Поэтому линия 2 изменения плотности пород на рис. 8 имеет наклон и на некоторой глубине от земной поверхности должна пересекать линию 1, обозначающую распределение плотности по глубине на предшествовавшей доинверсионной стадии геосинклинального режима. Возможно, точка пересечения отвечает глубине около 3 км, где происходит резкое изменение доинверсионной плотности. Если условно назвать эту точку пересечения двух линий критической, то можно утверждать, что ниже некоторой критической глубины на инверсионной стадии геосинклинального режима в земной коре возникает инверсия плотности горных пород, когда нижележащие породы имеют меньшую плотность, чем вышележащие образования.

Следует отметить, что термины "инверсионная стадия" и "инверсия плотности" возникли совершенно независимо друг от друга и их словесная общность представляет собой не более чем случайность, присущую словообразованию. Однако на деле оказывается, что эти термины роднит между собой не только общий корень, но и важная природная закономерность.

---

На инверсионной стадии геосинклинального режима в земной коре возникает механическая неустойчивость.

Оценки величины давления, при котором происходит региональный метаморфизм, основанные на данных теоретической и экспериментальной петрологии, как правило, превышают величину литостатического давления вышележащих толщ. Это несоответствие породило проблему сверхвысокого давления при региональном метаморфизме, которая пока далека от окончательного разрешения. Наиболее вероятно, что такое сверхдавление реально существует, порождается процессами метаморфической дегидратации и декарбонатизации в сочетании с притоком ювенильных флюидов из мантии, но вряд ли превышает величину литостатического давления больше чем на 0,1 ГПа (1 кбар).

Несколько отдаленно от общего направления дискуссии по проблеме сверхдавления стоит другой аспект этой пробле-

мы — вопрос о возможности увеличения объема горных пород при региональном метаморфизме. Между тем немногочисленные пока расчеты показывают, что господствующие при региональном метаморфизме реакции дегидратации обеспечивают увеличение объема в пределах первых десятков процентов. Относительная кратковременность метаморфизма, по новейшим данным не превышающая 5 млн. лет, в сочетании с ничтожной гидравлической проницаемостью метаморфизируемых горных пород, препятствующей фильтрации флюидов, способствуют тому, что избыточное обводнение метаморфизованных толщ может сохраняться в течение десятков миллионов лет.

Степень метаморфизма, а вместе с ним и количество флюидных продуктов дегидратации возрастает с глубиной. В то же время гидравлическая проницаемость пород в указанном направлении неуклонно снижается. В результате нижележащие толщи насыщаются водой и увеличивают свой объем в большей степени, чем вышележащие. Поскольку с увеличением объема плотность горных пород понижается, то можно сделать вывод, что в процессе регионального метаморфизма в земной коре возникает инверсия плотности. Приближенная оценка этого эффекта для высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа такова — плотность  $2500 \text{ кг/м}^3$  в верхней части и  $2200 \text{ кг/м}^3$  в нижней части метаморфизованной толщи.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ АДВЕКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ИНВЕРСИЕЙ ПЛОТНОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

### ТЕПЛОВАЯ КОНВЕКЦИЯ КАК ФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛОГ МЕТАМОРФОГЕННОЙ АДВЕКЦИИ

Выше было показано, что региональный метаморфизм горных пород на инверсионной стадии геосинклинального режима является весьма вероятной причиной возникновения инверсии плотности в земной коре.

Другим важным последствием регионального метаморфизма является значительное снижение вязкости и повышение пластичности и текучести горных пород [Белоусов, 1969, 1975, 1976; Зотов, 1975; Хлестов, 1975]. Можно указать как минимум на три фактора, вызывающих этот эффект: 1) прогрессирующий подъем геоизотерм и повышение температуры, 2) метаморфическая перекристаллизация как доминирующий и весьма эффективный механизм пластической деформации, когда в движении участвуют не фрагменты пород, зерна, части зерен или фрагменты кристаллической решетки минералов, а отдельные молекулы, атомы и ионы, 3) насыщение пород флюидами как глубинного происхождения, так и образующихся при реакциях дегидратации и декарбонатизации. Последний фактор играет существенную роль и в более верхних горизонтах земной коры, в зоне эпигенеза, где первые два фактора не столь эффективны [Дурмишьян, Мурадян, Хаин, 1975].

В процессе последующих восходящих тектонических движений температура понижается, регрессивная перекристаллизация часто приобретает локальный характер, а флюиды постепенно удаляются из пород. Это приводит к повышению вязкости и понижению пластичности и текучести горных пород [Хлестов, 1975]. Поэтому в рамках единого деформационного цикла наблюдается тенденция в изменении характера деформаций: более молодые деформации отличаются меньшей пластичностью и большей хрупкостью [Казаков, 1976; Миллер, 1973].

Таким образом, на инверсионной стадии геосинклинального режима возникновение инверсии плотности в земной коре

сочетается с понижением вязкости и повышением пластичности и текучести горных пород.

Инверсия плотности ( $\Delta\rho$ ) свидетельствует о механической неустойчивости земной коры и вместе с тем является той "движущей силой", действие которой направлено на ликвидацию этой неустойчивости. Вязкость ( $\eta$ ) служит мерой сопротивления пород действию этой "движущей силы", вызывающей тектонические движения определенной скорости ( $\nu$ ). Соотношение этих трех факторов можно записать в виде символической формулы, не претендующей на физическую строгость:

$$\Delta\rho = \eta\nu. \quad (1)$$

Смысл этой формулы сводится к утверждению, что чем больше разница в плотности выше- и нижележащих пород и чем меньше их вязкость, тем интенсивнее тектонические движения, направленные на ликвидацию механической неустойчивости.

В более корректном виде, с соблюдением баланса размерностей физических величин, эта формула фигурирует ниже, см. с. 102 (5).

Тектонические движения, направленные на ликвидацию механической неустойчивости, представляют собой "всплывание" более легких нижележащих толщ в поле силы тяжести по закону Архимеда. Это явление получило наименование глубинного диапиризма, к нему начинают все чаще обращаться, помимо тектонистов, также петрологи [Кейльман, 1971; Кейльман и др., 1976; Ревердатто, 1974; Сеница, 1975; Судовиков и др., 1970] и геологи-нефтяники [Аникиев, 1976; Калинин, 1973].

Наиболее конструктивная гипотеза о региональном метаморфизме как причине глубинного диапиризма принадлежит В.В. Белоусову [1969, 1975, 1976]. В.В. Белоусов отмечает, что из-за низкой гидравлической проницаемости пород состояние инверсии плотности в земной коре сохраняется в течение промежутка времени, измеряемого миллионами, а возможно, и десятками миллионов лет. Он подчеркивает, что инверсия плотности возникает уже на самых ранних стадиях прогревания породы, когда еще не начался собственно метаморфизм и выделяется лишь адсорбированная вода. Этим обстоятельством он объясняет наличие в ядре глубинного диапира глинистых сланцев, по степени метаморфизма не вы-

ходящих за пределы аспидных сланцев или филлитов. Сложная складчатость, свойственная метаморфическим породам, по В.В. Белоусову, является отражением тех запутанных потоков материала, которые возникают внутри глубинного диапира при его формировании. Внедряясь в вышележащие породы, глубинные диапиры своим распирающим действием деформируют и их, в результате чего возникает складчатость общего смятия.

В.В. Белоусов считает, что движение, возникающее при инверсии плотности, сходно с тепловой конвекцией, но отличается от последней отсутствием многократного круговращения одного и того же материала. Процесс прекращается, когда легкий материал поднимается и остается наверху, а тяжелый соответственно опускается и остается внизу. Такой процесс, по его мнению, целесообразно именовать "адвекцией". "В целом все тектонические деформации, вызванные стемлением материала земной коры к гравитационному равновесию, представляют собой результат адвекции или адвективных движений" [Белоусов, 1976, с.120] .

### Моделирование метаморфогенной адвекции

Метаморфогенная адвекция, или метаморфогенные адвективные движения, представляет собой некий гипотетический процесс, происходящий на инверсионной стадии геосинклинального режима. Даже в самых молодых альпийских геосинклиналях эта стадия уже завершилась, и последние вступили в орогенный этап своего развития. Если еще принять во внимание глубины, на которых происходил этот процесс, то становится очевидной невозможность актуалистического подхода при его изучении. При этом едва ли не единственным методом исследования процесса метаморфогенной адвекции становится его моделирование. Вследствие гипотетичности процесса возникает серьезная проблема выбора подходящего физического аналога при его моделировании, т.е. некоторого подобного ему процесса, для которого имеется развитая физическая теория.

Существуют два типа инверсии плотности вещества, создающей гравитационную неустойчивость системы.

Примером первого типа является система, состоящая из двух горизонтальных слоев жидкости – более легкой внизу и

более тяжелой наверху; в этом случае имеет место так называемая неустойчивость Рэля - Тейлора.

Пример второго типа - горизонтальный слой жидкости, подогреваемый снизу. Инверсия плотности создается неравномерным нагреванием жидкости, поскольку температура в нижней части слоя выше, чем в верхней; это так называемая тепловая конвективная неустойчивость.

Неустойчивость первого типа приводит к адвекции, которую называют также гравитационной конвекцией. Нижний более легкий слой "всплывает" сквозь более тяжелый верхний. Система приходит в равновесие лишь тогда, когда более легкий слой целиком оказывается наверху, уступая более тяжелому слою свое место внизу. При этом гравитационная потенциальная энергия системы становится минимальной, а израсходованная часть энергии превращается в тепло за счет вязкого сопротивления жидкости происшедшим перемещениям ее отдельных участков.

Неустойчивость второго типа вызывает тепловую конвекцию. Нижняя более нагретая часть жидкости также "всплывает" вверх, на смену ей приходит порция более холодной жидкости, которая при нагревании также расширяется, становится более легкой и тоже "всплывает". Процесс останавливается лишь при прекращении подогрева снизу.

Таким образом, главное отличие между адвекцией и тепловой конвекцией состоит в том, что при адвекции инверсия плотности создается исключительно за счет свойств самих веществ. В процессе адвекции плотность участвующих слоев не изменяется. Напротив, при тепловой конвекции инверсия плотности возникает в однородном веществе посредством действия постороннего фактора - температуры. Другими словами, вещество под воздействием температуры изменяет одно из своих свойств - плотность, т.е. испытывает "метаморфизм".

Следовательно, с физической точки зрения региональный метаморфизм, при котором горные породы обводняются и уменьшают свою плотность, ничем не отличается от простого нагревания. Аналогия становится еще более полной, если иметь в виду, что в процессе "всплывания" обводненные толщи постепенно теряют воду и увеличивают свою плотность. Все это дает основание считать конвекцию физическим аналогом метаморфогенной адвекции.

Возникает вопрос - почему в таком случае не употреб-

лять термин "метаморфогенная конвекция". Однако это нецелесообразно по трем причинам.

Во-первых, рассматриваемое явление принадлежит к одному типу процессов, обусловленных инверсией плотности и приводящих к сходным геотектоническим последствиям [Белосов, 1969, 1975, 1976, 1977]. Например, соляные купола возникают за счет инверсии плотности седиментационного происхождения, т.е. в процессе адвекции, а не конвекции.

Во-вторых, во время метаморфизма существует восходящий поток флюидов, с помощью которого часть глубинного тепла выносится в более верхние горизонты. Об этом процессе говорят как о "конвективной" составляющей теплового потока, противопоставляя его "кондуктивной" составляющей, обусловленной теплопроводностью горных пород. Другое часто употребляемое выражение — "конвективный вынос тепла". При этих обстоятельствах введение термина "метаморфогенная конвекция" может внести нежелательную путаницу в понятия.

В-третьих, термин "метаморфогенная конвекция" может восприниматься как результат простого нагревания пород при метаморфизме.

Поскольку нами избрана тепловая конвекция в качестве физического аналога при моделировании метаморфогенной адвекции, то необходимо остановиться на краткой характеристике этого процесса.

### Тепловая конвекция как один из двух главных способов передачи тепла

Существуют два основных способа передачи тепла: кондуктивный и конвективный.

Кондуктивный механизм, или механизм теплопроводности, действует на молекулярном уровне. Плотность теплового потока, т.е. количество тепла, проходящее за единицу времени через единицу площади, определяется следующим образом:

$$q = -\chi g \text{grad } T. \quad (2)$$

Здесь  $g \text{grad } T$  — градиент температуры,  $\chi$  — коэффициент теплопроводности, или просто теплопроводность.

Конвективный механизм представляет собой перенос тепла частицами движущейся среды. Эти частицы сначала поглоща-

ют тепло и нагреваются, а по мере перемещения в другие участки пространства отдают тепло и охлаждаются. Поглощение и выделение тепла при изменении температуры от  $T_1$  до  $T_2$  определяется следующим образом:

$$\Delta Q = cm(T_2 - T_1) = c\rho V(T_2 - T_1). \quad (3)$$

Здесь  $m$  — масса частицы,  $\rho$  и  $V$  — ее плотность и объем,  $c$  — удельная теплоемкость вещества частицы. Движение частиц, если речь идет о жидкости, определяется законами гидродинамики. В том случае, когда движение жидкости происходит исключительно вследствие различия температур в отдельных участках жидкости, говорят о свободной конвекции тепла. Это значит, что движение жидкости определяется только различиями в плотности жидкости на разных ее участках. Изменение объема и плотности частицы жидкости при изменении температуры от  $T_1$  до  $T_2$  определяется так:

$$\Delta V = \beta V(T_2 - T_1), \quad (4)$$

$$\Delta \rho = -\beta \rho(T_2 - T_1), \quad (5)$$

где  $\beta$  — коэффициент объемного теплового расширения жидкости. Знак минус в формуле (5) означает, что изменение плотности направлено в сторону, противоположную направлению изменения температуры.

Формула (5) является следствием формулы (4), так как при изменении температуры масса частицы не изменяется. Строго говоря, формула (5) верна при малых значениях величин  $\frac{\Delta V}{V}$  и  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ . Если же объем увеличивается, скажем, в два раза, т.е.  $\frac{\Delta V}{V} = 1$ , то плотность соответственно уменьшается в два раза, и  $\frac{\Delta \rho}{\rho} = -0,5$ . В предыдущем разделе было показано, что при метаморфизме объем пород увеличивается не более чем на 15–20%, так что при  $\frac{\Delta V}{V} = 0,20$   $\frac{\Delta \rho}{\rho} = \frac{1}{1,2} - 1 = -0,17$ . Значит, погрешностью формулы (5) можно пренебречь даже при столь больших изменениях объема. Тем более она применима к жидкостям, обладающим еще меньшим объемным расширением.

В поле силы тяжести конвекция происходит лишь при определенных условиях. Если, например, нагревать жидкость сверху, то конвекция не возникает, так как наименее плотная часть жидкости при этом окажется наверху. Другими

словами, в этом случае будет отсутствовать инверсия плотности. Жидкость будет неустойчива в тепловом отношении, так как сверху вниз будет осуществляться кондуктивный тепловой поток, но зато устойчива механически.

Напротив, при подогреве снизу или сбоку возникнет инверсия плотности. Подогрев сбоку немедленно приводит к конвекции при условии, что жидкость является вязкой, или ньютоновской, т.е. обладает способностью к пластическим деформациям при любых сколь угодно малых касательных напряжениях.

### Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости в поле силы тяжести

Как было указано выше, адвекция является следствием неустойчивости Рэлея - Тейлора, простейший вариант которой - это система, состоящая из двух горизонтальных слоев ньютоновской вязкой несжимаемой жидкости, причем нижний слой имеет меньшую плотность, чем верхний. Данная система устойчива лишь при абсолютно горизонтальном положении границы раздела между слоями. На практике это неосуществимо. Всегда имеются неровности, так что в тех местах, где граница имеет выпуклость вверх, давление жидкости в нижнем слое, обусловленное весом столба вышележащей жидкости обоих слоев (т.е. всего верхнего и части нижнего), оказывается меньше, чем в смежных участках на том же горизонтальном уровне. Разность давлений на одном горизонтальном уровне приводит к тому, что жидкость начинает двигаться в сторону пониженного давления, т.е. нагнетается в область выпуклости границы, или, как часто говорят, в область возмущения. При этом амплитуда возмущения, или "антиклинали", увеличивается, а это еще больше увеличивает разность давлений под "антиклиналью" и в смежных участках. Рост "антиклинали" становится лавинообразным, необратимым процессом. Это и есть процесс адвекции, процесс "всплывания" нижнего более легкого слоя.

Простейший вариант тепловой неустойчивости, описанный выше, - это однородный горизонтальный слой ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости, равномерно подогреваемый снизу таким образом, что нижняя и верхняя границы слоя являются изотермическими. Если при этом изотермы внутри

слоя строго горизонтальны, а температурный градиент строго вертикален, то слой обладает механической устойчивостью, несмотря на инверсию плотности.

Возникает вопрос, что будет происходить в системе при слабом "возмущении" изотерм или, применяя терминологию петрологов, если внутри возникнет пологая "термальная антиклиналь", столь же случайная, как и "антиклиналь", описанная выше при варианте с двумя слоями. Поскольку изотермы одновременно являются поверхностями равной плотности жидкости, то и в этом случае возникает разность давлений на одном и том же горизонтальном уровне и как следствие этого - аналогичное движение жидкости. "Термальная антиклиналь" становится одновременно и структурной "антиклиналью", так как происходит искривление первоначально горизонтальных цепочек частиц жидкости, которые можно трактовать как внутренние "прослой".

Главное отличие тепловой конвекции состоит в том, что частицы жидкости, поднимаясь вверх, в область более низких температур, отдают свое излишнее тепло, охлаждаются и увеличивают свою плотность. Поэтому сам по себе рост антиклинали не является лавинообразным, необратимым процессом, как в случае адвекции. Если возникшая "термальная антиклиналь" столь же случайно исчезнет в данном месте, то процесс конвекции не продолжится.

### Критерий устойчивости Рэлея

С именем английского физика Дж.У. Рэлея связана не только неустойчивость, приводящая к адвекции - неустойчивость Рэлея - Тейлора, но и первое теоретическое исследование (1916 г.) устойчивости механического равновесия в горизонтальном слое жидкости, подогреваемого снизу.

В результате исследований Дж.У. Рэлея и других физиков был установлен критерий устойчивости - безразмерное так называемое число Рэлея [Ландау, Лифшиц, 1954]:

$$R = \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{g h^3}{\nu \chi} \quad (6)$$

Первый множитель представляет собой относительную разность плотностей в кровле и подошве горизонтального слоя жидкости, подогреваемого снизу. Он выражает степень ин-

версии плотности и зависит от разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения жидкости  $\beta$ . Эта зависимость отражена формулой (5).

Второй множитель включает ускорение силы тяжести  $g$ , а также характеристики слоя: мощность  $h$ , кинематическую вязкость  $\nu$  и коэффициент температуропроводности  $\chi$ . Две последние величины определяются следующим образом:

$$\nu = \frac{\eta}{\rho}, \quad (7)$$

$$\chi = \frac{\lambda}{\rho c}, \quad (8)$$

где  $\eta$  — коэффициент динамической вязкости, или просто вязкость,  $\lambda$  — теплопроводность, связанная с плотностью теплового потока и градиентом температуры формулой (2), а  $c$  — удельная теплоемкость, связанная с количеством тепла, приращением температуры и массой жидкости формулой (3).

С учетом сказанного формула (6) может быть представлена в следующем виде:

$$R = \frac{h^3 c \beta \rho^2 g (T_1 - T_2)}{\eta \chi} \quad (9)$$

Необходимо подчеркнуть, что критерий Рэлея выведен в предположении о несжимаемости жидкости. На первый взгляд это условие противоречит другому условию — о тепловом расширении жидкости как движущей силе конвекции. Чтобы этого избежать, вводится так называемое приближение Буссинеска. Суть его состоит в том, что относительная разность плотностей в кровле и подошве слоя  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , обусловленная разностью температур, мала по сравнению с единицей, а разностью плотностей, связанной с вариациями давления в разных частях слоя, вообще можно пренебречь.

Анализ общей системы уравнений, включающей в себя уравнение движения Навье — Стокса, общее уравнение переноса тепла и уравнение непрерывности, выражающее закон сохранения массы, в приближении Буссинеска приводит к следующему выводу об условии устойчивости горизонтального слоя, подогреваемого снизу [Ландау, Лифшиц, 1954]:

$$R < \dot{R}_1, \quad (10)$$

где  $R_1$  – первое критическое число Рэлея. Если нижняя и верхняя границы слоя являются свободными, т.е. на них отсутствуют касательные напряжения, то  $R_1$  минимально и равно  $0,66 \cdot 10^3$ . Свободная граница внизу может быть реализована в том случае, если горизонтальный слой подстилается слоем другой жидкости, обладающей большей плотностью и значительно меньшей вязкостью. При этом нижний слой будет оказывать незначительное сопротивление движению верхнего слоя и в то же время не будет адвективно "всплывать" сквозь верхний слой. Если же в контакте с подошвой интересующего нас слоя находится вещество с повышенной вязкостью, то говорят о "жесткой" границе слоя, к которой "прилипает" его подошва. Тем самым сопротивление конвективному движению возрастает, и  $R_1$  увеличивается до значения  $1,10 \cdot 10^3$ . Наконец, наличие жесткой границы также и в кровле слоя еще больше увеличивает это сопротивление, и  $R_1$  на этот раз становится равным  $1,7 \cdot 10^3$  [Pellew, Southwell, 1940].

Таким образом, конвекция в горизонтальном слое возникает не при любой инверсии плотности, как в случае адвекции, а лишь при превышении критического значения  $R_1$ . Только при этом условии рост вещественной "антиклинали", о которой говорилось выше, будет способствовать устойчивости возникшей случайно "термальной антиклинали".

Из формул (6) и (9) следует, что величины, стоящие в числителе, представляют собой факторы, способствующие возникновению тепловой конвекции. Это прежде всего степень инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , возрастающая с увеличением разности температур  $T_1 - T_2$  в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного расширения  $\beta$ . Существенную роль играет и мощность слоя  $h$ . Будучи в третьей степени, этот показатель отражает объем конвектирующей массы и указывает на тот факт, что в поле силы тяжести большие массы вещества легче поддаются конвекции, чем малые.

В знаменателе выражения для  $R$  находятся факторы, препятствующие конвекции. Вязкость  $\zeta$  отражает сопротивление жидкости относительным перемещениям ее участков. Коэффициент температуропроводности  $\chi$  определяется формулой (8), из которой видно, что его возрастанию способствует увеличение теплопроводности  $\kappa$  и уменьшение теплоемкости единицы объема  $\rho c$ . В этом показателе как бы отражается конкуренция двух основных механизмов передачи тепла – кон-

дуктивного и конвективного. Чем выше  $\chi$ , тем больше, в соответствии с формулой (2), плотность кондуктивного теплового потока при заданном градиенте температуры. Зато чем выше  $\rho c$ , тем большее количество тепла переносится единицей объема при конвективном движении.

### Тепловая конвекция и метаморфогенная адвекция

Как отмечалось, на инверсионной стадии геосинклинального режима в земной коре в результате регионального метаморфизма возникает инверсия плотности горных пород. При этом указывалось, что плотность пород возрастает по мере приближения к земной поверхности (см. рис. 8). Таким образом, в земной коре образуется слой с положительным вертикальным градиентом плотности (здесь и в дальнейшем мы будем считать положительным направление вертикальной оси координат вверх). Другими словами, возникает та же ситуация, что и при подогреве снизу горизонтального слоя жидкости. Встает вопрос о механической устойчивости этого метаморфического слоя; он решается аналогичным образом с помощью того же критерия Рэлея. Если обратиться к формуле (6), то нетрудно заключить, что все входящие в нее параметры, кроме коэффициента температуропроводности  $\chi$ , сохраняют свое значение и для метаморфического слоя.

Что же касается параметра  $\chi$ , то следует учесть причины, вызывающие инверсию плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho} : 1$ ) при подогревании снизу это повышение температуры и тепловое расширение, 2) при метаморфизме это избыточное обводнение. Следовательно, вместо коэффициента температуропроводности  $\chi$  здесь должен фигурировать соответствующий гидравлический коэффициент [Артюшков, 1964]. Чтобы подчеркнуть физическую аналогию обоих параметров, мы сохраним обозначение Е.В. Артюшкова, но добавим к нему штрих ( $\chi'$ ), для формального отличия от коэффициента температуропроводности  $\chi$ .

Для раскрытия физического смысла коэффициента  $\chi'$  обратимся еще раз к тем параметрам, которые определяют его аналог  $\chi$  в критерии Рэлея согласно формулам (2), (3) и (8), а именно к теплопроводности  $\chi$  и удельной теплоемкости  $c$ .

Формула (2) представляет собой основное уравнение те-

плопроводности. Коэффициент теплопроводности  $\chi$  является константой вещества, связывающей плотность теплового потока  $q$  с "движущей силой" этого потока - градиентом температуры.

Движущей силой водного и вообще флюидного потока является градиент давления. В случае восходящего вертикального потока следует учитывать, что даже в покоящейся жидкости существует градиент гидростатического давления  $\rho_f g$ , обусловленного весом столба вышележащей жидкости. Поэтому для возникновения восходящего вертикального потока необходим градиент давления  $g \text{grad} \rho_f$ , превышающий гидростатический градиент. Разность этих двух градиентов как раз и будет движущей силой восходящего потока:

$$g \text{grad} T' = g \text{grad} \rho_f - \rho_f g. \quad (11)$$

Избыток давления сверх гидростатического мы обозначили символом  $T'$ , чтобы подчеркнуть аналогию с температурным градиентом.

Исходя из закона Дарси, регулирующего фильтрацию жидкости через пористую среду [Мироненко, Шестаков, 1974], нетрудно получить выражение, аналогичное формуле (2):

$$q' = -\chi' g \text{grad} T'. \quad (12)$$

Здесь  $q'$  обозначает плотность флюидного потока, т.е. массу флюида, проходящего за единицу времени через единицу площади, а  $\chi'$  определяется таким образом:

$$\chi' = \frac{D}{\nu_f}, \quad (13)$$

где  $D$  - это коэффициент проницаемости, или просто проницаемость среды, а  $\nu_f$  - это кинематическая вязкость флюида. Таким образом, параметр  $\chi'$  в уравнении фильтрации (12) является формальным аналогом коэффициента теплопроводности  $\chi$  в уравнении теплопроводности (2). Из формулы (13) видно, что он прямо пропорционален проницаемости среды и обратно пропорционален вязкости фильтрующегося сквозь нее флюида.

Другой параметр, определяющий согласно формуле (8) величину  $\chi$  - это произведение  $\rho c$ , представляющее собой, в соответствии с формулой (3), количество тепла, которое необходимо сообщить единице объема, чтобы повысить темпе-

ратуру на один градус. Поскольку движущей силой фильтрации является не разность температур, а разность давлений, то вопрос ставится таким образом: какое количество флюида нужно добавить в единицу объема пористой среды, чтобы поднять флюидное давление на одну единицу. Решение этого вопроса таково [Ингерсолл и др., 1959]:

$$\Delta m = c' \rho' \nu (\tau_2' - \tau_1'). \quad (14)$$

Формула (14) аналогична формуле (3). Отличие заключается в том, что в ней вместо удельной теплоемкости  $c$  фигурирует коэффициент сжимаемости флюида  $c'$ , а вместо плотности  $\rho$  — величина  $\rho'$ , представляющая собой массу флюида в единице объема пористой породы. Если обозначить пористость через  $z$ , а плотность флюида, как и прежде, через  $\rho_f$ , то для величины  $\rho'$  будем иметь следующее выражение:

$$\rho' = z \rho_f. \quad (15)$$

Через  $\tau'$  здесь снова обозначен избыток флюидного давления по сравнению с гидростатическим.

Теперь с учетом (11) — (15) получаем следующее выражение для искомой величины  $\chi'$  по аналогии с выражением (8) для величины  $\chi$  — коэффициента температуропроводности:

$$\chi' = \frac{\chi'}{\rho' c'}. \quad (16)$$

Применительно к процессу усадки насыщенной влагой почвы этот коэффициент получил название коэффициента отвердевания [Ингерсолл и др., 1959]. Думается, что этот термин можно применять в интересующем нас случае, поскольку предполагается, что со временем метаморфический слой постепенно теряет скопившиеся в нем флюиды и тоже затвердевает [Белюсов., 1976].

Таким образом, критерий устойчивости Рэлея для метаморфического слоя можно представить путем замены лишь одного параметра в формуле (6), что и сделал Е.В. Артюшков (1964) применительно к грунтам:

$$R = \frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot \frac{g h^3}{\nu \chi'}. \quad (17)$$

Следовательно, по аналогии с тепловой конвекцией, мета-

морфогенная адвекция начинается тогда, когда параметр  $R$  превышает критическое значение  $R_1$ .

Остановимся на роли адвективных тектонических движений в связи с региональным метаморфизмом. Метаморфизм приводит к избыточному обводнению горных пород; обособившаяся флюидная фаза стремится мигрировать вверх. Существуют два основных механизма этой миграции — механизм фильтрации (аналог теплопроводности) и механизм адвекции (аналог тепловой конвекции). Критическое число  $R_1$  ограничивает область, за пределами которой механизм фильтрации уже не может "справиться" с обеспечением доставки флюидов к земной поверхности, и ему "на помощь" приходит механизм адвекции.

Активная роль флюидов в тектонических процессах постепенно получает признание и это подтверждается возникновением концепций "флюидогеодинамики" [Валуконис, Ходьков, 1973; Захаров, 1970], или "газогеодинамики" [Аникиев, 1976].

В разное время и с переменным успехом предпринимались попытки оценить возможность конвективных течений в мантии Земли. Что же касается земной коры и в целом литосферы, то существует мнение о повышенной вязкости, или "жесткости" последней и о невозможности протекания в ней процесса тепловой конвекции, обусловленной простым нагреванием пород. Однако имеются и исключения. Так, Кр. Дж. Тэлбот [Talbot, 1971] видит в тепловой конвекции причину формирования гнейсовых куполов. Он применяет критерий Рэлея, отраженный формулой (6). В этом выражении все величины могут быть оценены более или менее определенно, за исключением вязкости  $\nu$ . И названный автор решает обратную задачу. Он считает, что сам факт формирования гнейсовых куполов свидетельствует о реальности тепловой конвекции в метаморфических толщах, т.е. о превышении критического значения  $R_1$ , и определяет вязкость метаморфических толщ во время всплывания куполов.

Поскольку в расчетах Кр. Дж. Тэлбота фигурируют слои малой мощности, вплоть до 6 м, а нас интересует весь метаморфический слой, то мы приведем его данные с поправкой на мощность этого слоя, равную 10 км, с тем, чтобы оставаться в рамках вычислений, предпринятых В. В. Белоусовым (1976) и В. В. Хлестовым (1975).

Если принять  $R_1 \sim 10^3$  (жесткая граница внизу и свободная наверху),  $\beta \sim 5 \cdot 10^{-5}$  град $^{-1}$ ,  $T_1 - T_2 = 600^\circ$ ,  $g \sim 10$  м/с $^2$ ,

$h = 10 \text{ км} = 10^4 \text{ м}$ ,  $\chi \sim 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\rho \sim 2500 \text{ кг/м}^3$ , то из предположения о тепловой конвекции следует, что  $R$  достигло величины  $R_1$ , и с помощью формул (5) – (7) можно определить искомую величину вязкости метаморфических толщ  $\zeta$ . Оказывается, что при сделанных предположениях тепловая конвекция начнется в толщах, вязкость которых не превышает  $7,5 \cdot 10^{17} \text{ Па}\cdot\text{с}$ . Если исходить из оценок М.В. Гзовским (1975) вязкости различных комплексов горных пород, как правило, превосходящих названную цифру, то можно заключить, что тепловая конвекция даже на инверсионной стадии геосинклинального режима, в период значительного прогревания земной коры, маловероятна.

Теперь оценим эффект избыточного обводнения метаморфических толщ. С этой целью снова воспользуемся критерием Рэлея, трансформированным для данного случая в виде формулы (17). Значения величин  $R_1$ ,  $g$ ,  $h$  и  $\rho$  остаются те же, что и при тепловой конвекции.

Значение величины  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$ , т.е. показателя степени инверсии плотности горных пород, можно оценить по графику, отображающему убывание плотности с глубиной ( линия 2 на рис.8):  $\frac{\Delta\rho}{\rho} \sim \frac{2500-2200}{2500} = 0,12 \approx 10^{-1}$ . Для сравнения дадим оценку того же параметра при тепловом расширении пород, используя принятые выше оценки  $\beta$  и  $T_1 - T_2$  и формулу (5):  $\frac{\Delta\rho}{\rho} \sim 5 \cdot 10^{-5} \text{ град}^{-1} \cdot 600 \text{ град} = 3 \cdot 10^{-2}$ . Таким образом, избыточное обводнение вызывает объемное расширение горных пород, примерно в 4 раза превышающее тепловое расширение.

Величина коэффициента отвердевания  $\chi'$  определяется формулами (13) – (16). Входящие в них величины проницаемости пород  $D$  и кинематической вязкости флюида  $\nu$ , уже оценивались в предыдущем разделе значениями  $10^{-9}$  дарси =  $10^{-21} \text{ м}^2$  и  $10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ . Сжимаемость флюида  $c'$  можно оценить по диаграмме свойств воды при переменных  $\rho$  и  $T$  [“Фации метаморфизма”, 1970, рис.30] величиной порядка  $10^{-9} \text{ м}\cdot\text{с}^2/\text{кг}$ , пористость  $\varepsilon$  – величиной порядка  $10^{-1}$  (см. с.57), а плотность флюида  $\rho_f$  принять равным  $10^3 \text{ кг/м}^3$ . Подставляя все эти оценки в вышеуказанные формулы, получим  $\chi' \sim 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , т.е. на порядок меньше, чем при тепловой конвекции.

Поскольку вновь оцененная величина  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  входит в числитель критерия Рэлея (17), а  $\chi'$  - в его знаменатель, то величина  $R$  при метаморфогенной адвекции оказывается примерно в 40 раз больше, чем при тепловой конвекции. Следовательно, избыточное обводнение может вызвать адвективные движения в толщах, вязкость которых не превышает  $3 \cdot 10^{19}$  Па·с. Если снова обратиться к оценкам М.В. Гзовским (1975) вязкости различных природных комплексов пород, то можно видеть, что большую вязкость имеют лишь слабослоистые песчаники, конгломераты, известняки и вулканиты, а также дислоцированные толщи фундамента -  $10^{20}$  Па·с ( $10^{21}$  пуаз). Если к тому же учесть, что при метаморфическом обводнении толщ их вязкость снижается, то можно сделать вывод о механической неустойчивости самых различных толщ на инверсионной стадии геосинклинального режима.

Обводнение толщ при метаморфизме приводит также к снижению предела ползучести горных пород, в результате чего они могут рассматриваться как вязкие ньютоновские жидкости. Этот фактор также важен, поскольку неньютоновское поведение сплошной среды значительно повышает ее конвективную устойчивость [Артюшков, 1964].

---

Изучение особенностей адвективных движений, происшедших лишь в прошлые эпохи и на больших глубинах, возможно только с помощью моделирования.

В качестве физического аналога при моделировании метаморфогенной адвекции была избрана тепловая конвекция в слое вязкой ньютоновской жидкости, подогреваемой снизу. При всей несхожести процессов метаморфизма горных пород и теплового расширения жидкости между ними существует общность - увеличение объема вещества и возникновение инверсии плотности, а также то, что при "всплывании" менее плотного вещества вверх его плотность увеличивается.

Тепловая конвекция происходит в жидкости тогда, когда механизм теплопроводности уже "не справляется" с переносом тепла. Метаморфогенная же адвекция возникает при некоторой критической величине флюидного восходящего потока, когда механизма фильтрации оказывается недостаточно.

Физическая теория тепловой конвекции позволяет с помо-

шью критерия Рэлея определить область, за пределами которой появляется механическая неустойчивость. При замене теплофизических параметров, входящих в число Рэлея, гидрофизическими можно установить, при каких обстоятельствах возникает метаморфогенная адвекция в земной коре.

Последняя может происходить в том случае, если вязкость метаморфизованных толщ не превышает  $10^{19} - 10^{20}$  Па·с ( $10^{20} - 10^{21}$  пуаз).

### РЕЖИМЫ ТЕПЛОЙ КОНВЕКЦИИ И МЕТАМОРФОГЕННОЙ АДВЕКЦИИ

Физическая теория тепловой конвекции начала развиваться более полувека назад. Основы этой теории заложил Дж.У. Рэлей. Эта теория является составной частью теоретической физики [Ландау, Лифшиц, 1954]. Таким образом, имеется надежная теоретическая база для прогноза складчатых деформаций, возникающих в слоистых толщах при адвективных движениях.

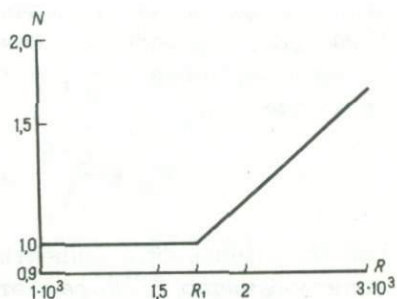
В опубликованной недавно монографии Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкого [1972] обобщены последние достижения в области теоретического и экспериментального изучения конвективной устойчивости несжимаемой жидкости.

Систематическое исследование конвективной устойчивости проводилось А. Бенаром в начале нашего века, наблюдавшим возникновение ячейистой конвекции в подогреваемом снизу слое жидкости. Позже Дж.У. Рэлей выяснил условия устойчивости равновесия слоя со свободными границами, что послужило началом развития теории конвективной устойчивости. С тех пор горизонтальный слой жидкости был и остается излюбленным объектом изучения конвективной устойчивости. Это связано главным образом с тем, что такой объект сравнительно легко реализуется в эксперименте и дает известные удобства в проведении тепловых и оптических измерений. Горизонтальный слой представляет также большой интерес при применении теории конвективной устойчивости в метеорологии, геофизике и астрономии.

Первым приближением решения конвективной устойчивости является так называемая линейная теория устойчивости, которая позволяет находить критические числа  $R_1$ . Напомним, что горизонтальный слой жидкости механически устойчив лишь при условии  $R < R_1$ .

Рис. 9. Кризис теплового потока в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу, при возрастании числа Рэлея ( $R$ ). По Г.З. Гершуни, Е.М. Жуховицкому [1972]

По вертикальной оси отложено число Нуссельта ( $N$ ) — отношение полного потока тепла к потоку, обусловленному чистой теплопроводностью



При достижении критического значения  $R_1$  в горизонтальном слое возникает конвекция. При этом к кондуктивному потоку тепла, обусловленному чистой теплопроводностью, добавляется конвективный тепловой поток. Если по оси абсцисс откладывать значения  $R$ , а по оси ординат так называемое число Нуссельта  $N$ , представляющее собой отношение полного потока тепла к кондуктивному потоку, то при достижении критического значения  $R_1$  возникает кризис теплового потока (рис.9). Рассуждая по аналогии, можно при анализе метаморфогенной адвекции говорить о кризисе флюидного потока. Другими словами, адвективные тектонические движения представляют собой весьма эффективный механизм миграции к поверхности избыточных флюидов, скопившихся в породах пород вследствие реакций дегидратации и декarbonатизации.

### Зависимость расстояния между поднятиями от мощности конвектирующего слоя

Тепловая конвекция осуществляется в виде восходящих потоков жидкости на одних участках и компенсирующих их нисходящих потоков на других. Возникает вопрос о форме этого движения. Линейная теория устойчивости позволяет дать ответ лишь на часть этого вопроса — о периодичности конвективных "волн".

Эту периодичность отражает обобщенное волновое число  $K$ . Чтобы представить, какие геометрические показатели оно обобщает, следует предположить, что конвективное движение происходит в форме продольных и одновременных с ними поперечных волн. Интерференция этих волн образует нечто вро-

де "пересекающейся складчатости" метаморфических толщ. Если длину продольных волн обозначить через  $\lambda_x$ , а длину поперечных через  $\lambda_y$ , то соответствующие волновые числа будут таковы:

$$K_x = \frac{2\pi h}{\lambda_x}, \quad K_y = \frac{2\pi h}{\lambda_y}, \quad (1)$$

где  $h$  — мощность конвектирующего слоя. Обобщенное же волновое число  $K$  выражается следующим образом:

$$K^2 = K_x^2 + K_y^2. \quad (2)$$

С помощью линейной теории можно получить лишь значения  $R_1$  и  $K$  при заданных граничных условиях. При обеих свободных границах горизонтального слоя  $R_1 = 0,66 \cdot 10^3$ ,  $K = 2,22$ ; при обеих твердых границах  $R_1 = 1,71 \cdot 10^3$ ,  $K = 3,12$ ; при одной свободной и одной твердой границах  $R_1 = 1,10 \cdot 10^3$ ,  $K = 2,68$ .

Однако по одному только обобщенному волновому числу невозможно определить форму конвективного движения, поскольку в этом случае выражение (2) представляет собой одно уравнение с двумя неизвестными. Более того, движение может происходить в форме гексагональных ячеек, что гораздо чаще наблюдается в экспериментах. В этом случае сторона правильного шестиугольника  $\ell$  и расстояние между центрами соседних ячеек  $d$  также зависят от  $K$ :

$$\ell = \frac{4\pi h}{3K}, \quad d = \ell\sqrt{3} = \frac{4\pi h}{K\sqrt{3}}. \quad (3)$$

Несмотря на эту неопределенность, обобщенное волновое число  $K$  в известной степени связывает мощность конвектирующего слоя  $h$  и расстояние между соседними участками восходящего потока. Например, для случая твердых границ слоя, когда  $K = 3,12$ , рассмотрим два крайних варианта движения. Один вариант — когда конвективное движение происходит в форме только продольных волн или, как говорят физики, "конвективных валов". В этом случае  $\lambda_y = \infty$ ,  $K_y = 0$ , и согласно формуле (2)  $K_x$  совпадает с  $K$ . Из выражения (1) получаем:  $\frac{\lambda_x}{h} = \frac{2\pi}{K} \approx 2$ . Другими словами, расстояние между смежными конвективными валами примерно вдвое превышает мощность конвектирующего слоя.

Другой вариант - конвективные движения в форме квадратных в плане ячеек, когда  $\lambda_x = \lambda_y \cdot K$ . При этом из формулы (2) получаем  $K^2 = 2K_x, K_x = K_y = \sqrt{2}$ , а по формуле (1) имеем  $\frac{\lambda_x}{h} = \frac{\lambda_y}{h} = \frac{2\pi\sqrt{2}}{K} \approx 2,8$ . Теперь расстояние между смежными поднятиями почти втрое превышает мощность конвектирующего слоя.

Для гексагональных ячеек это расстояние можно определить по формуле (3), при этом  $\frac{d}{h} = \frac{4\pi}{3,12 \cdot \sqrt{3}} \approx 2,3$ .

Таким образом, несмотря на некоторую неопределенность формы конвективного движения, из линейной теории устойчивости можно сделать вывод, что расстояние между смежными поднятиями определяется мощностью конвектирующего слоя и в случае двух твердых границ слоя находится в пределах  $(2 \div 3)h$ . Если принимать во внимание и другие граничные условия, для которых  $K$  имеет несколько иные значения (см. выше), то диапазон этих расстояний несколько возрастет и составит величину  $(2 \div 4)h$ .

При метаморфогенных адвективных тектонических движениях расстояние между смежными адвективными поднятиями, или глубинными диапирами, также определяется мощностью той толщи земной коры, в которой на инверсионной стадии геосинклинального режима возникает инверсия плотности (см. рис.8, линия 2). Поскольку это расстояние может быть получено при анализе геологической или тектонической карт, то, учитывая указанную закономерность, можно оценить мощность адвектирующей толщи [Talbot, 1971].

Однако приведенные выше значения  $R_1$  и  $K$  соответствуют разным граничным механическим условиям, но одному граничному термическому условию. Предполагается, что нижняя и верхняя границы конвектирующего слоя изотермичны, т.е. при приближении к этим границам тепловые возмущения, вызывающие конвекцию, затухают. Это - предельный случай бесконечно большой теплопроводности границ. В эксперименте близкие условия реализуются, например, в слое воды, ограниченном снизу и сверху медными пластинами. Отношение теплопроводности меди и воды весьма велико (порядка  $5 \cdot 10^2$ ) и поэтому можно пренебречь проникновением температурных возмущений в пластины.

Если же этим пренебречь нельзя, то возникает любопытная ситуация. Механические, конвективные возмущения зату-

хают при приближении к границам слоя, поскольку на этих границах вертикальная компонента скорости частиц жидкости равна нулю. А тепловые возмущения выходят за пределы слоя. Это приводит к понижению механической устойчивости, т.е. к уменьшению  $R_1$ . Кроме того, уменьшается обобщенное волновое число  $K$ , т.е. увеличивается расстояние между смежными конвективными поднятиями. При некоторых обстоятельствах  $K$  может стремиться к нулю, а указанное расстояние — к бесконечности; при этом конвективное движение оказывается почти горизонтальным.

Вопрос о конкретной форме конвективного движения в горизонтальном слое решается на основе так называемой нелинейной теории конвективной устойчивости, получившей бурное развитие в последние годы.

### Два критических числа и три области значений чисел Рэлея

Линейная теория конвективной устойчивости исходит из предположения, что возникающие возмущения основного состояния малы. Эта теория позволяет определить границу устойчивости и проследить за судьбой малых возмущений. В линейном приближении возмущения равновесия в области неустойчивости нарастают со временем по экспоненциальному закону. Однако в действительности неограниченного возрастания возмущений нет. Экспоненциальный рост имеет место лишь на начальном этапе; очень скоро возмущения перестают быть малыми и не подчиняются более линейным уравнениям движения. Эволюция конечных возмущений, а также форма и амплитуда установившегося, стационарного движения (если оно существует) могут быть определены лишь на основе полных нелинейных уравнений.

Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкий [1972] считают, что более точные результаты можно получить при исследовании устойчивости стационарных надкритических конвективных движений, т.е. движений, происходящих в области  $R > R_1$ . Так, один из наиболее интересных результатов в этой области — неустойчивость стационарных движений в виде прямоугольных, гексагональных и других пространственных движений относительно малых возмущений. Иначе обстоит дело в случае плоских стационарных движений, т.е. движений в форме кон-

вективных валов. Для них существует интервал волновых чисел  $K$ , внутри которого эти движения устойчивы (рис.10).

Таким образом, наряду с первым критическим значением  $R_1 \sim 10^3$  существует второе -  $R_2 \sim 10^4$ . В интервале  $R_1 < R < R_2$  устойчивы стационарные движения в виде конвективных валов. При  $R > R_2$  устойчивыми становятся трехмерные, в частности, гексагональные формы стационарных конвективных движений. Этот важный теоретический результат находится в соответствии с экспериментами над различными жидкостями.

Необходимо отметить, что данный вывод полностью корректен лишь при условии однородности значения вязкости жидкости в пределах конвектирующего слоя. Если вязкость изменяется по вертикали, например, в связи с разной температурой в различных горизонтах этого слоя, то в непосредственной близости к  $R_1$  устойчивы трехмерные формы движений. При этом интервал между  $R_1$  и  $R_2$  состоит из двух частей, разделенных некоторым промежуточным значением  $R_1'$ . При  $R_1 < R < R_1'$  устойчивы трехмерные формы, а при  $R_1' < R < R_2$  - конвективные валы. Ширина части интервала (между  $R_1$  и  $R_1'$ ), выпадающей из основной закономерности, увеличивается с увеличением неоднородности вязкости по вертикали и резко возрастает с уменьшением толщины слоя конвектирующей жидкости.

Если говорить о метаморфогенной адвекции, то, по-видимому, существует неоднородность вязкости горных пород по вертикали: с увеличением глубины возрастают как температура, так и литостатическое давление, дающие противоположные эффекты. Поэтому о степени неоднородности вязкости по вертикали судить трудно.

В то же время мощность адвектирующего метаморфического слоя на несколько порядков превосходит мощность слоев жидкостей, над которыми производились эксперименты. Это обстоятельство может существенно снизить эффект, обусловленный неоднородностью вязкости по вертикали.

Однако оценить суммарный эффект этих двух факторов в настоящее время невозможно. Можно лишь иметь в виду вероятность возникновения устойчивых адвективных движений трехмерной формы вблизи  $R_1$ , при которых могут образовываться поднятия в виде куполов и брахиантиклиналей, которые при увеличении  $R$  и превышении критического значения  $R_1$  перестраиваются в линейные адвективные валы. Такая "линеаризация" структуры существует [Миллер, 1973; Пата-

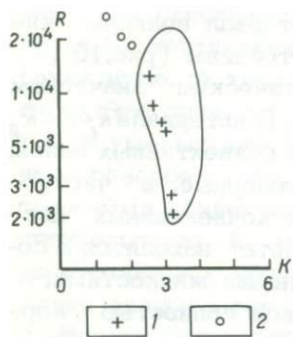


Рис. 10. Область устойчивости конвективных валов при различных волновых числах ( $K$ ) и числах Рэлея ( $R$ ). По Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкому [1972]

Результаты экспериментов со слоем воды, в котором при возбуждении тепловой конвекции возникают либо валы (1), либо пространственные ячейки (2)

лаха, 1970] и с возможностью подобного процесса необходимо считаться.

Если рассматривать появление дополнительного интервала между  $R_1$  и  $R_1$  как второстепенное осложнение, то можно в целом считать, что область значений  $R$  естественным образом разбивается на три интервала: 1)  $R < R_1$ , 2)  $R_1 < R < R_2$ , 3)  $R > R_2$ . Этим интервалам чисел Рэлея соответствуют три режима тепловой конвекции и метаморфогенной адвекции:

первый – режим отсутствия конвекции (адвекции); однако и при нем имеет место увеличение объема вещества и снижение его плотности. Поэтому этот режим можно назвать режимом дилатации;

второй – линейной конвекции (адвекции), когда движение происходит в форме линейно вытянутых в плане валов;

третий – купольной конвекции (адвекции), так как купола – это наиболее характерная форма трехмерного "всплывания".

**Режим дилатации.** Этот режим предшествует адвективным движениям. Он имеет место в условиях, когда  $R < R_1$ , т.е. когда инверсия плотности в земной коре существует, но ее степень недостаточна для возбуждения адвективных движений.

При режиме дилатации миграция тепла осуществляется исключительно посредством механизма теплопроводности, а миграция флюидов – посредством механизма фильтрации. Механическая устойчивость системы сохраняется. Однако это не означает, что толща горных пород при режиме дилатации остается инертной также и в деформационном плане. Процесс метаморфической дегидратации, приводящий к избыточному обводнению пород и увеличению их объема, имеет и другие важные последствия.

На с.42-48 приводились аргументы как за, так и против представления о возникновении избыточного флюидного давления при региональном метаморфизме, и была высказана точка зрения большинства петрологов о том, что это давление реально существует, но не превосходит величину литостатического давления больше чем на 0,1 ГПа (1 кбар).

В сущности говоря, именно избыточное давление флюидов приводит к увеличению объема горных пород при метаморфизме. Это давление вызывает расширение пор. С другой стороны, увеличение объема порового пространства горных пород ведет к снижению флюидного давления. Процесс расширения пор прекращается, когда флюидное давление становится равным литостатическому, т.е. когда избыточное давление флюидов исчезает.

Однако пока избыточное давление флюидов существует, оно равно общему давлению горных пород - см.с.41, формулу (8), отражающую концепцию П.Н. Кропоткина и Б.М. Валаева. В то же время это общее давление представляет собой среднее арифметическое трех главных нормальных напряжений, взятое с противоположным знаком - см.с.39, формулу (1). А это означает, что если по вертикали действует сжимающее напряжение, равное весу вышележащих пород, т.е. литостатическому давлению, а общее давление, равное давлению флюидов, превышает литостатическое давление, то хотя бы одно из двух главных горизонтальных сжимающих напряжений должно еще больше превышать литостатическое давление. Таким образом, сам факт избыточного флюидного давления является свидетельством существования в земной коре дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений.

Следовательно, метаморфическая дегидратация и избыточное обводнение горных пород сами по себе, без какого-либо воздействия извне, приводят к появлению в земной коре трехосного напряженного состояния, т.е. дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений, или "стресса". Тот же эффект будет иметь место и при внедрении в земную кору флюидов мантийного происхождения. В этом случае дополнительные сжимающие напряжения возникают в результате расклинивающего действия флюидных струй. Это "реактивное" горизонтальное сжатие можно представить себе наиболее наглядно, если учесть, что при увеличении объема горных пород в процессе метаморфизма их вещество не имеет возмож-

ности расширения вниз и по латерали. Оно может расширяться только вверх\*.

Попытаемся оценить интенсивность деформаций горных пород при режиме дилатации. При расчете числа Рэлея мы приняли значение показателя инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  равным  $10^{-1}$ , что соответствует увеличению объема горных пород на 10%. При таком увеличении объема уже вполне вероятны адвективные движения. Поэтому названную цифру можно считать максимальной для оценки эффекта собственно дилатации, предшествующей адвективным движениям.

Если принять мощность инверсионного метаморфического слоя равной 10 км, то увеличение объема этого слоя на 10% вызовет соответствующее увеличение его мощности на 1 км. По сравнению с интенсивностью вертикальных движений в геосинклиналях это довольно скромная величина поднятия. Главное значение этих восходящих движений может состоять в подъеме и эрозии самой верхней части осадочной толщи, в которой отсутствует инверсия плотности (см. рис. 8).

Однако дилатацию нельзя представлять себе как равномерное увеличение мощности слоев пород, испытывающих увеличение объема. Установлено экспериментально, что дилатация вызывает также складчатые деформации в слоистой толще [Вихерт, Курбатова, 1968; Захаров, 1970; Кириллова, 1962]. В то же время даже если допустить, что все увеличение объема расходуется исключительно на удлинение слоев, с сохранением их мощности, то и в этом случае увеличение длины слоев максимум на 10%, при невозможности расширения в стороны, может обусловить лишь весьма пологую складчатость.

Гораздо более существенным представляется эффект дилатации, обусловленный неоднородностью горных пород.

Если в деформируемой однородной и изотропной среде имеются включения, вязкость которых отличается от вязкости окружающей среды, то деформация всей этой системы уже не будет однородной. Включения первоначально сферической формы приобретут форму трехосного эллипсоида, короткая ось которого будет ориентирована параллельно направлению мак-

---

\* На этот эффект впервые обратила внимание и воспроизвела его экспериментально И.В. Кириллова [1962].

симального сжатия. При этом степень удлиненности эллипсоида будет тем больше, чем меньше вязкость данного включения [Паталаха, 1970]. В крайнем случае, когда вязкость включения ничтожна по сравнению с вязкостью среды, это включение даже при незначительном общем сжатии среды расплющивается практически в тонкую пластину, перпендикулярную оси сжатия. Такое включение как бы "вспарывает" окружающую среду. В результате "вспарывания" в среде возникает ослабленная поверхность.

Реальная же горная порода — это совокупность участков, обладающих различной вязкостью, причем эти участки лишь в крайне редких случаях имеют первоначально сферическую форму, как, например, ооиды в оолитовых известняках. Гораздо чаще форма их менее правильна (минералы, зерна, цемент) или совсем не известна (вода и другие флюиды, битумы).

Имеется обстоятельство, позволяющее усмотреть существенное сходство деформации горных пород с рассмотренным выше идеальным случаем. Маловязкие участки (глинистый цемент песчаников) и еще менее вязкие битумы и флюиды даже при незначительном общем сжатии породы сильно расплющиваются и "вспарывают" породу, образуя ослабленные поверхности — поверхности кливажа. Это подтверждается наблюдениями над текстурой кливажированных пород и воспроизведено экспериментально [Лебедева, 1976].

Таким образом, незначительное общее увеличение объема горных пород при метаморфизме, вызывающее столь же незначительное "реактивное" горизонтальное сжатие, способствует зарождению кливажа в региональном масштабе. Это подтверждается экспериментами, в которых при нагревании выделялась газообразная фаза, пузырьки которой тут же расплющивались под влиянием возникающего "реактивного" сжатия [Кириллова, 1962].

Необходимо подчеркнуть, что речь идет лишь о зарождении кливажа. Дальнейшее развитие кливажа и формирование его различных типов происходит в обстановке усиливающегося горизонтального сжатия и развития интенсивной складчатости общего смятия [Лебедева, 1976; Гончаров, 1977]. Режим дилатации не может обеспечить такие условия. Они возникают лишь при режиме адвекции, о котором речь пойдет ниже. Однако иногда в складчатых областях встречаются участки пологого или горизонтального залегания слоев, где развит секущий кливаж начальной стадии своего развития

[Гончаров, 1963]. Эти участки можно рассматривать как реликты стадии дилатации, не затронутые процессом более значительного адвективного сжатия.

Другим следствием процесса дилатационного горизонтального сжатия можно считать формирование упорядоченной ориентировки новообразованных пластинчатых минералов, т.е. сланцеватости. До сих пор мы рассматривали процесс регионального метаморфизма лишь под углом зрения происходящей при этом дегидратации, не обращая внимания на ориентировку минералов, являющихся продуктами реакций дегидратации. Лишь наиболее ранние продукты дегидратации возникают при отсутствии избыточного флюидного давления. Одновременно с каждым вновь возникшим минералом в поровое пространство пород поступает соответствующая порция свободной воды, повышающая избыточное давление, а вместе с этим и дополнительное горизонтальное сжимающее напряжение. Поэтому основная масса новообразованных пластинчатых минералов в процессе своего роста однообразно ориентируется перпендикулярно этому напряжению, а также вдоль поверхностей кливажа, имеющих ту же ориентировку. Следовательно, уже в процессе метаморфизма, еще до стадии складкообразования, в породах может возникать сланцеватость.

Однако имеются данные о том, что в начале деформационно-метаморфического цикла сланцеватость субгоризонтальна и в общем параллельна слоистости. Еще П. Фурмарье ввел представление о некоей границе раздела в земной коре — так называемом нижнем фронте кливажа. Выше этого фронта развивается субвертикальный секущий кливаж, а ниже — преимущественно сланцеватость, параллельная слоистости [Кириллова, 1960]. И.В. Кирилловой (1962) экспериментально доказана физическая реальность возникновения вертикальной плоско-параллельной текстуры в верхней части образцов и горизонтальной текстуры в их нижней части при режиме дилатации.

Теперь немного выйдем за рамки инверсионной стадии геосинклинального режима и рассмотрим современную эпоху — эпоху новейшего орогенного и других эндогенных режимов. С одной стороны, в современную эпоху земная кора и вообще литосфера охвачены глобальным "геодинамическим" полем напряжений, характеризующимся дополнительными горизонтальными сжимающими напряжениями, в том числе в некоторых рифтовых зонах, например в Исландии [Кропоткин,

1973]. С другой стороны, в той же литосфере, начиная с некоторой глубины, флюидное давление систематически превышает литостатическое [Кропоткин, Валяев, 1976], причем главным фактором считается массовое поступление флюидов из нижних зон земной коры и мантии [Кропоткин, Валяев, 1965]. В свете всего вышесказанного не исключена возможность генетической связи названных явлений. Другими словами, вполне вероятно, что в настоящее время вся литосфера находится в режиме дилатации, обусловленном вертикальной миграцией флюидов. Это внедрение флюидов возбуждает избыточное флюидное давление, которое автоматически приводит к дополнительным горизонтальным сжимающим напряжениям. Напряжения в зонах линейно вытянутых неотектонических структур анизотропны, т.е. максимальное сжимающее напряжения  $\mathcal{E}_3$ , ориентированное вкрест простирания этих структур, значительно превышает  $\mathcal{E}_2$ , ориентированное вдоль их простирания; в областях же, где такие линейные структуры отсутствуют, например в фундаменте древних платформ,  $\mathcal{E}_2$  и  $\mathcal{E}_3$  примерно одинаковы [Кропоткин, 1973; Пейве, Кропоткин, 1973]. Сумма  $\mathcal{E}_2 + \mathcal{E}_3$  отличается приблизительно постоянством, независимо от наличия или отсутствия неотектонической линейности [Кропоткин, Фролов, 1974]. Все это может свидетельствовать о примерно одинаковой интенсивности глобального флюидного потока в разных участках земной поверхности и о приспособлении производного от него поля напряжений к особенностям морфологии неотектонических структур.

Что касается отмеченного упомянутыми авторами нарастания с глубиной разницы между полусуммой  $\frac{\mathcal{E}_2 + \mathcal{E}_3}{2}$  и величиной веса вышележащих пород, т.е. литостатического давления, то оно отражает увеличение с глубиной разницы между сверхвысоким флюидным и литостатическим давлением, т.е. градиент избыточного флюидного давления, который и является движущей силой флюидного потока [Хлестов, 1975].

Не исключена возможность того, что именно с этим обстоятельством связано появление на некоторой глубине, которую П. Фурмарье назвал верхним фронтом, регионального кливажа и дальнейшее нарастание его интенсивности с глубиной. Выше этого верхнего фронта дополнительные сжимающие напряжения при режиме дилатации или совсем отсутствовали, или были недостаточны для формирования кливажа. В

дальнейшем, при наступлении режима адвекции и складкообразования, последнее было обусловлено лишь механизмом изгиба слоев и послойного перераспределения материала.

Режим линейной адвекции. В интервале чисел Рэлея  $R_1 < R < R_2$  возникает режим линейной конвекции при простом подогреве снизу и линейной адвекции в случае метаморфогенного избыточного обводнения горных пород.

Необходимо отметить, что движение жидкости в форме линейно вытянутых в плане конвективных валов может происходить не вследствие действия посторонних факторов (удлиненные боковые границы конвектирующего слоя, линейно вытянутые температурные аномалии на горизонтальных границах слоя), а только из-за энергетической выгоды этой формы движения даже в бесконечном горизонтальном слое при равномерном подогреве снизу и изотермических границах слоя.

Разумеется, боковые границы слоя и линейно вытянутые температурные аномалии, обусловленные неравномерным подогревом снизу, также влияют на режим конвекции. Подобная обстановка свойственна бортам удлиненных геосинклинальных прогибов и термальным антиклиналям, обуславливающим горизонтальную метаморфическую зональность (влияние этих вполне реальных краевых условий будет рассмотрено ниже).

Здесь же акцент делается на возможности протекания режима линейной адвекции в условиях только вертикальной метаморфической зональности. В качестве примера можно привести линейную складчатую структуру ольхонской серии докембрия Западного Прибайкалья, где степень регионального прогрессивного метаморфизма толщ коррелируется с положением их в разрезе [Божко, Демина, 1974].

Режим линейной адвекции из-за относительной простоты математического описания и удобства лабораторного воспроизведения представляет собой наиболее благоприятный объект для моделирования.

Режим купольной адвекции. При превышении второго критического числа Рэлея, т.е. при условии  $R > R_2$ , возникает трехмерное движение, чаще всего в форме куполов. Это движение может происходить независимо от краевых условий, в частности, в бесконечном горизонтальном слое, равномерно подогреваемом снизу. Установлено, что при переходе через критический рубеж  $R_2$ , например, при усилении подогрева и

возрастания разности температур в подошве и кровле слоя, происходит перестройка конвективных валов в гексагональные ячейки, хотя краевые условия остаются неизменными.

В случае, когда вязкость жидкости изменяется по вертикали вместе с изменением температуры, наблюдаются вариации формы ячеек. У большинства жидкостей вязкость увеличивается при понижении температуры, т.е. вертикальный градиент вязкости положителен. При этом возникают ячейки с восходящим потоком в центре и нисходящим потоком по краям ячейки, т.е. по периметру шестиугольника. Напротив, у некоторых жидкостей и у всех газов вертикальный градиент вязкости при подогреве снизу отрицателен. Вследствие этого в центре ячейки возникает нисходящий поток, а по периферии — компенсирующий восходящий. В этом отношении интересны опыты с жидкой серой, у которой при температуре  $153^{\circ}\text{C}$  происходит изменение знака вертикального градиента вязкости, а вместе с этим и смена направления конвективной циркуляции в пределах ячейки.

Сходную ситуацию можно наблюдать в областях развития метаморфических толщ, где довольно обычны гнейсовые купола и совсем не характерны мульды. По-видимому, это связано с тем, что вязкость горных пород убывает сверху вниз с возрастанием температуры и степени метаморфизма, т.е. в метаморфическом слое имеет место положительный вертикальный градиент вязкости.

Моделирование купольной адвекции представляет собой более сложную задачу по сравнению с моделированием линейной адвекции и выходит за рамки задач нашего исследования. Поэтому при дальнейшем изложении этот вопрос разбирается лишь в самом первом приближении, в сугубо качественной постановке и часто по аналогии с линейной адвекцией.

### **Влияние различных факторов на режим метаморфогенной адвекции**

Существование на инверсионной стадии геосинклинального развития того или иного режима адвекции определяется значением безразмерного параметра  $R$ . В свою очередь этот параметр представляет собой комбинацию различных множителей, за каждым из которых стоит тот или иной геологический фактор. Попытаемся проанализировать суммарное влияние этих факторов, опираясь на формулу (17).

Ускорение силы тяжести  $g$ , по-видимому, мало изменялось на протяжении фанерозоя, а возможно, и протерозоя, что касается архея, то некоторые авторы [Шуркин, Митрофанов, 1974] в поисках решения проблемы избыточного давления при метаморфизме предполагают повышенное значение  $g$  в ту далекую эпоху. Если это так, то при прочих равных условиях в архее должны были существовать и повышенные  $R$ , т.е. более благоприятные условия для адвективных движений вообще и для режима купольной адвекции в частности. Действительно, для этой эпохи характерно широкое развитие гнейсовых куполов и отсутствие линейности складчатой структуры, а также большая сложность последней [Белоусов, 1976].

Другой параметр — мощность  $h$  доинверсионных геосинклинальных отложений — также входит в числитель выражения для  $R$ . Поэтому превышение критического значения  $R_1$ , возникновение адвекции и формирование новообразованных поднятий с интенсивным складкообразованием более вероятно в областях значительных мощностей доинверсионного комплекса. Не исключено, что этот фактор способствовал тектонической перестройке многих ортогеосинклинальных систем поднятий и прогибов, в отличие от парагеосинклиналей, где мощности доинверсионных толщ малы. Однако выявить его роль "в чистом виде", при прочих равных условиях, очень трудно, так как в ортогеосинклиналях действовал другой важный фактор — метаморфизм.

Остальные величины, входящие в выражение для числа  $R$  — показатель инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , кинематическая вязкость горных пород  $\nu$  и коэффициент отвердевания  $\chi'$  — зависят при одной и той же мощности толщи от степени ее метаморфизма. Поскольку главным фактором создания инверсии плотности в земной коре является избыточное обводнение при метаморфизме, то степень метаморфизма представляет собой одновременно степень дегидратации пород и степень их обводнения. Следовательно, можно считать, что с увеличением степени метаморфизма показатель  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  также увеличивается. Увеличение степени метаморфизма снижает вязкость пород  $\nu$ , так как при обводнении уменьшается сцепление между зернами.

Что касается параметра  $\chi'$ , то он определяется формулами (13) — (16). Его величина прямо пропорциональна прони-

цаемости горных пород  $D$  и обратно пропорциональна вязкости флюида  $\zeta$ , пористости пород  $\varepsilon$  и сжимаемости флюида  $C$ . Изменение проницаемости пород при метаморфизме оценить трудно. С одной стороны, происходит закупорка каналов минеральными новообразованиями; с другой стороны, избыточное обводнение и избыточное флюидное давление могут способствовать, наоборот, увеличению проницаемости пород [Кропоткин, Валяев, 1965]. Вязкость флюидов уменьшается с увеличением температуры, но не более чем в пять раз [Вукалович и др., 1969]. Пористость пород, напротив, увеличивается с возрастанием степени их метаморфизма и обводненности, но вряд ли более чем в 5 раз (см. с. 57). Сжимаемость флюидов, например, при давлении 0,1 ГПа (1 кбар) увеличивается примерно в 10 раз при изменении температуры от 300 до 600°C ["Фации метаморфизма", 1970, рис. 30].

Таким образом, суммируя все эти данные, можно считать, что величина  $\chi'$  уменьшается с увеличением степени метаморфизма.

Следовательно, увеличение  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , входящего в числитель выражения для  $R$ , и уменьшение  $\nu$  и  $\chi'$ , входящих в знаменатель, приводят к увеличению числа  $R$  при возрастании степени метаморфизма горных пород, при прочих равных условиях. Увеличение же степени метаморфизма при одной и той же мощности метаморфизируемых отложений свидетельствует о более высоком палеогеотермическом градиенте в эпоху метаморфизма.

Как уже отмечалось, существуют различные фациальные серии зонально метаморфизованных толщ. Эти серии объединяются в три группы. Первая группа серий относится к жадеит-глаукофановому типу низкоградиентного метаморфизма, вторая — к кианит-силлиманитовому типу среднеградиентного метаморфизма, а третья — к андалузит-силлиманитовому типу высокоградиентного метаморфизма. В этом же направлении должно происходить и возрастание параметра  $R$ .

Жадеит-глаукофановая группа серий характерна для доинверсионной стадии геосинклинального режима. Эта стадия отличается отсутствием частной инверсии прогибов и интенсивного складкообразования. По-видимому, на данной стадии  $R$  не превышало первого критического значения  $R_1$ , и толща пород сохраняла механическую устойчивость. Этому сильно способствовала и повышенная проницаемость земной коры —

своеобразный клапан, выпускавший к поверхности избыток флюидов. Условия для адвективных движений были неблагоприятны.

Напротив, на инверсионной стадии геосинклинального режима происходит увеличение теплового потока из недр и подъем геоизотерм, а также резкое уменьшение проницаемости земной коры. Для этой стадии характерны кианит-силлиманитовая и андалузит-силлиманитовая группы метаморфических фациальных серий. Увеличение геотермического градиента приводит к увеличению числа  $R$ , и оно, как правило, превышает первое критическое значение  $R_1$ . Возникает режим адвекции и, как следствие, — формирование новообразованных поднятий и интенсивное складкообразование.

Что касается второго критического значения  $R_2$ , то вероятность его превышения увеличивается с увеличением геотермического градиента. Другими словами, превышение  $R_2$  и купольный режим адвекции можно скорее всего ожидать в условиях высокоградиентного андалузит-силлиманитового типа метаморфизма. Обобщающих работ по этому вопросу нет. Однако отдельные упоминания о купольном режиме, действительно, относятся именно к данному типу метаморфизма [Глебовицкий, 1971].

Интересны данные Г.А. Кейльмана [1971] о гнейсовых куполовидных структурах Урала. В сланцевом обрамлении этих структур уровень метаморфизма быстро понижается от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Весь диапазон фаций в породах сланцевого обрамления локализуется на протяжении 1–2 км на крыльях структур, расширяясь в периклиналях до 3–4 км, что свидетельствует о высоком палеогеотермическом градиенте. Формирование гнейсовых куполов разного масштаба в Родезии происходило в условиях геотермического градиента с фоновым значением 60 град/км и локальным повышением до 500 град/км [Talbot, 1971].

Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье располагаются цепочкой, параллельно простиранию основных структур, т.е., по-видимому, вдоль глубинного разлома, по которому осуществлялся приток тепла. Казалось бы, в этих условиях следовало ожидать развитие линейной структуры. Возникновение купольного режима можно объяснить лишь высоким палеогеотермическим градиентом, величина которого составляла примерно 150 град/км [Синица, 1975]. Метаморфическая зональность относится здесь к андалузит-силлиманитовому типу [Седова, 1976]. Данные И.С. Седовой о

метаморфической зональности музкольского метаморфического комплекса Памира свидетельствуют о более низком палеогеотермическом градиенте, приуроченном к складчатой структуре линейного типа. Имеются примеры, когда на одном этапе развития низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм сочетается с линейной складчатостью, а на другом — метаморфизм усиливается и формируются гранито-гнейсовые купола [А.В. Синцов, 1974 г.).

Все приведенные данные, хотя и немногочисленные, подтверждают влияние степени метаморфизма и величины палеогеотермического градиента на режим метаморфогенной адвекции, выявленные методом аналогии с тепловой конвекцией на основе обобщенного параметра  $R$ .

---

Быстрое развитие в последние годы теории конвективной устойчивости жидкости позволило определить условия смены форм конвективного движения с помощью критерия  $R$  Рэлея. Выяснилось, что существуют два критических числа  $R_1$  и  $R_2$ . При  $R < R_1$  жидкость сохраняет механическую устойчивость. При  $R_1 < R < R_2$  возникает конвекция в форме линейно вытянутых в плане конвективных валов, а при  $R > R_2$  — в форме гексагональных ячеек и куполов. Расстояние между смежными поднятиями зависит от мощности конвектирующего слоя.

Метаморфогенная адвекция имеет свою специфику. При малых  $R$ , несмотря на увеличение объема горных пород (дилатацию), адвекция отсутствует. Однако и при режиме дилатации метаморфизованная толща не остается инертной в деформационном плане. Движущей силой объемного расширения служит сверхвысокое давление флюидов. Поскольку это давление превышает литостатическую нагрузку, а расширение толщи в стороны и вниз затруднено, то имеет место эффект "реактивного" горизонтального сжатия, в результате чего могут зарождаться ориентированные вертикально кливаж и сланцеватость. При средних  $R$  возникает режим линейной адвекции. Повышенные  $R$  возбуждают купольный режим адвекции.

Анализ параметров, входящих в число Рэлея  $R$ , показывает, что при прочих равных условиях это число возрастает с увеличением степени метаморфизма, что при одинаковых мощностях метаморфизируемой толщи равнозначно увеличению

палеогеотермического градиента. Это позволяет понять, почему при низкоградиентном метаморфизме жадеит-глаукофанового типа, характерном для доинверсионной стадии геосинклинального развития, отсутствуют частная инверсия геотектонического режима и деформация толщ. Напротив, инверсионная стадия отличается более высокой степенью метаморфизма, с одной стороны, и развитием новообразованных поднятий и складчатости – с другой. Характерно, что именно к зонам высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа чаще всего приурочены гнейсовые купола.

По расстоянию между смежными поднятием и впадиной можно в первом приближении оценивать мощность адвектирующей метаморфической толщи.

#### ПРОСТЕЙШАЯ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯ АДВЕКТИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Рассмотрим результаты исследования поля деформаций, возникающих в адвектирующей метаморфической толще. Исследование проводилось в двух аспектах: первый – теоретический прогноз поля деформаций, второй – сравнение особенностей этого поля с характерными чертами природных складчатых комплексов.

Деформации, возникающие при тепловой конвекции, остаются вне поля зрения физиков, развивающих теорию этого процесса. И дело здесь не только в математических сложностях, а главным образом в отсутствии интереса у физиков к этим вопросам. Физическая теория ограничивается установлением поля скоростей движения частиц жидкости и поля температур при конвекции. Эволюция обоих этих полей интересует физиков лишь до тех пор, пока движение не стабилизируется, т.е. не станет стационарным.

Однако с геологической точки зрения установление стационарного режима отнюдь не означает завершение эволюции поля деформаций. Более того, если переходный нестационарный режим был непродолжительным, то с установлением стационарного режима эволюция деформаций только начинается. Насколько длительно существует стационарный режим адвекции в природных условиях, судить трудно. Но имеются данные о существовании в эпоху метаморфизма и складкообразования длительного стационарного флюидного режима в земной

коре [Летников, Шкандрий, 1976]. Выше было показано, что режим фильтрации флюидов и режим метаморфогенной адвекции — это два параллельно существующих механизма миграции флюидов к земной поверхности, аналогичных кондуктивной и конвективной составляющим теплового потока при тепловой конвекции.

Разумеется, желательно иметь полную картину развития поля деформаций в процессе адвекции, включая как этап нестационарного, так и этап стационарного режима. Однако на нестационарном этапе поле скоростей движения частиц и поле температур меняются со временем. Это создает большие трудности при построении математической модели. Кроме того, отсутствуют необходимые исходные данные о степени надкритичности  $R - R_1$ , о скорости подъема геоизотерм и т.п. На все эти вопросы, возможно, даст в свое время ответ кинетическая теория метаморфизма, т.е. теория развития метаморфизма в аспекте геологического времени и постепенного подъема геоизотерм в земной коре. В настоящее время эта теория только начинает развиваться [“Термодинамический режим метаморфизма”, 1976].

При этих обстоятельствах не остается ничего другого, как остановиться на простейшем варианте адвекции — стационарности режима с самого начала. Это — самое первое приближение к решению проблемы об эволюции поля адвективных деформаций.

Простейший случай, обычно рассматриваемый физиками, — это конвекция в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости со свободными (отсутствии касательных напряжений) плоскими (отсутствии вертикальных смещений) изотермическими границами. Все эти упрощения требуют пояснений с точки зрения их геологического смысла.

### Допущения, лежащие в основе модели

Горизонтальность адвектирующего метаморфического слоя — это допущение вполне “геологичное”, но нуждающееся в конкретизации. Верхняя граница этого слоя определяется тем уровнем, выше которого отсутствует инверсия плотности (см. рис.8, линия 2). В самом начале эта граница располагается в среднем на глубине 3 км, но в дальнейшем в процессе ди-

латации и других восходящих движений она может достигнуть земной поверхности с учетом денудации вышележащих пород.

Что касается нижней границы адвектирующего слоя, то это вопрос еще более сложный. Этой границей может служить подошва доинверсионного геосинклинального чехла. В данном случае породы чехла подвергаются прогрессивному региональному метаморфизму и избыточному обводнению и поэтому участвуют в адвекции, а породы фундамента испытывают диафторез с поглощением воды и в адвекции не участвуют. При этом в качестве "фундамента" могут выступать нижние гипербазитовые и базитовые формации эвгеосинклинального комплекса, поскольку они в процессе метаморфизма не только не выделяют, а, наоборот, поглощают избыточную воду чередующихся с ними осадочных пород [Добрецов, 1978].

Если же исходить из того, что в прогрессивно метаморфизованных зональных комплексах палеогеотермические градиенты находятся в пределах от 20 до 75 град/км, а верхний температурный предел составляет 650-700°C [Хлестов, 1975], то можно заключить, что глубина нижней границы метаморфического слоя варьирует от 10 до 35 км. Глубже располагается зона анатексиса или внедренного мантийного расплава. Объемный эффект реакций плавления при прочих равных условиях противоположен по знаку эффекту реакций дегидратации, поскольку плавление сопровождается уменьшением объема за поглощения флюида в расплаве [Добрецов, 1978]. Поэтому нижняя граница метаморфического слоя, подобно его верхней границе, является границей перехода к зоне, в которой отсутствует инверсия плотности. То же самое имеет место в случае, если метаморфический слой подстилается не зоной анатексиса, а породами фундамента, не участвующими в адвекции.

Если же в процессе регионального диафтореза в породы фундамента снизу внедряется большое количество флюидов или фундамент подвергается ремобилизации или гранитизации, то в нем тоже может возникнуть инверсия плотности и он способен адвектировать вместе с геосинклинальным чехлом. В этом случае нижняя граница адвектирующего слоя либо снова представляет собой кровлю зоны анатексиса, либо определяется глубиной зоны резкого окисления восстановленных флюидов и синтеза воды (см. рис.7). Поскольку флюидное давление составляет на этой глубине величину порядка 0,5 ГПа = 5 кбар [Маракушев, Перчук, 1975], то сама глубина может

быть оценена цифрой около 20 км. Примерно на этой же глубине располагается сейсмический волновод, который Н.Л. Добрецов (1978) сопоставляет с зоной анатексиса или внедренного мантийного расплава. Начиная с этих же глубин, в земной коре фиксируется слой повышенной электропроводности [Hyndman R.D., Hyndman D.W., 1968]. Горизонтальное положение этих геофизических слоев позволяет считать, что сами они в адвекции не участвовали, т.е. явились подошвой адвектирующего метаморфического слоя. Не исключено, что нижняя граница адвектирующего слоя совпадает с границей Конрада. В этом случае залегающий ниже этой границы гранулит-базитовый слой испытал только метаморфизм погружения, в адвекции не участвовал и поэтому имеет относительно простую структуру, в отличие от залегающего выше гранито-гнейсового слоя [Лутц, 1974].

Второе допущение – об однородности адвектирующего слоя, в частности по вязкости пород, разбиралось на с.81. .

Третье допущение – о поведении горных пород в процессе адвекции подобно ньютоновским вязким жидкостям – оправдано тем, что при метаморфизме и избыточном обводнении снижаются не только вязкость, но и такие характеристики, как прочность, предел пластичности и т.п. [Добрецов, 1978].

Четвертое допущение – о теплопроводности жидкости при тепловой конвекции – равнозначно предположению о гидравлической проницаемости метаморфических толщ.

Пятое допущение – о свободных границах конвектирующего слоя – имеет место в том случае, когда метаморфический слой контактирует со значительно менее вязкими средами. Это условие выполняется, если верхняя граница слоя совпадает с земной поверхностью. Близкие условия имеют место при наличии вышележащего осадочного слоя; в этом случае в осадочном слое отсутствует инверсия плотности только потому, что сам он более насыщен водой, чем метаморфический слой, а поэтому он обладает также и меньшей вязкостью, чем последний. Нижняя граница "свободна", если внизу располагается зона анатексиса или внедренного мантийного расплава. Если же ниже адвектирующего слоя находится геосинклинальный фундамент, то эта граница "твердая". Физики, изучающие тепловую конвекцию, довольно часто для упрощения модели прибегают к предположению о свободных границах слоя, хотя экспериментировать гораздо удобнее со слоем, имеющим твердые границы [Гершуни, Жуховицкий, 1972].

Шестое допущение – о плоских границах слоя – может нарушаться в том случае, когда растущее поднятие выражено в рельефе. Это – так называемая деформируемая свободная поверхность [Гершуни, Жуховицкий, 1972].

Седьмое допущение – об изотермических, а тем самым и равноплотностных границах слоя. Это условие может нарушаться, например, при горизонтальной зональности метаморфизма, что приводит к существенным отклонениям от простейшего варианта адвективного режима.

Восьмое допущение – так называемая малая надкритичность, когда лишь слегка превышает первое критическое значение  $R_1$ . Это условие соблюдается в земной коре в том случае, когда подъем геоизотерм в начале инверсионной стадии геосинклинального режима происходит достаточно медленно.

В настоящее время трудно судить, насколько близко принятые допущения соответствуют реальному состоянию земной коры на инверсионной стадии. Однако, поскольку они сильно упрощают математическую модель интересующего нас процесса, их можно принять как самое первое приближение. Именно таким образом развивалось учение о тепловой конвекции. Сначала А. Бенар обнаружил в эксперименте гексагонально-ячеистую конвекцию в горизонтальном слое жидкости с твердой нижней границей. Затем Дж. У. Рэлей в 1916 г. теоретически рассмотрел простейший случай с двумя свободными границами. Лишь в 1940 г. была теоретически решена задача с твердыми границами, соответствовавшими опытам А. Бенара [Pellew, Southwell, 1940]. А выяснение условий, при которых происходит движение в гексагональной форме, – это достижение совсем недавнего времени [Гершуни, Жуховицкий, 1972].

### Поле скоростей движения частиц в конвектирующем слое

Если принять все перечисленные выше упрощающие допущения, то можно считать, что в рассматриваемом горизонтальном слое жидкости устанавливается режим стационарных движений в форме "конвективных валов", т.е. плоско-параллельных движений, которые близки по форме к первому критическому движению [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. Первое критическое движение – это движение при  $R = R_1$ . Поле его скоростей, в результате решения уравнений гидродинамики в

приближении Буссинеска в линейной постановке, выражается таким образом [Pellew, Southwell, 1940]:

$$\check{v}_x = -A\mu \sin \mu z \cos kx, \quad (1)$$

$$\check{v}_z = Ak \cos \mu z \sin kx, \quad (2)$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad \mu = \frac{\pi}{h}. \quad (3)$$

Здесь  $h$  — мощность конвектирующего слоя,  $\check{v}_x$  и  $\check{v}_z$  — составляющие вектора скорости по осям  $x$  и  $z$ ,  $\lambda$  — длина волны характерного возмущения,  $A$  — константа (см. с. 102). Начало координат находится в точке, равноотстоящей от подошвы и кровли слоя (рис. 11, а).

Поле скоростей движения частиц жидкости, как и всякое физическое поле, представляет собой совокупность значений интересующей нас физической величины, заданных как функция координат пространства и времени. Тот факт, что движение стационарно, отражается в формулах (1) и (2) независимостью значений  $\check{v}_x$  и  $\check{v}_z$  от времени. Это означает, что, хотя через любую точку пространства проходит со временем большое количество частиц, скорость каждой в данной точке постоянна.

Другое важное обстоятельство — это плоско-параллельный характер движения. Каждая частица движется только в плоскости, параллельной плоскости координат  $xz$  и перпендикулярной третьей оси  $y$ , что позволяет рассматривать движение частиц в той же плоскости. Таким образом, трехмерное пространственное движение фактически сводится к двумерному. Это упрощает как математическое описание, так и графическое отображение. Выражения для скоростей не содержат третьей координаты  $y$ .

Описываемое поле скоростей — это векторное поле, поскольку в каждой точке конвектирующего слоя уравнениями (1) и (2) задается вектор скорости в виде двух своих составляющих по осям  $x$  и  $z$ . Движение захватывает практически весь конвектирующий слой. Это обстоятельство следует всегда иметь в виду, поскольку довольно часто движения, создающие диапировые структуры, трактуются как "внедрение" диапировых масс в некоторую инертную среду, остающуюся в покое. На самом деле движение в одном месте

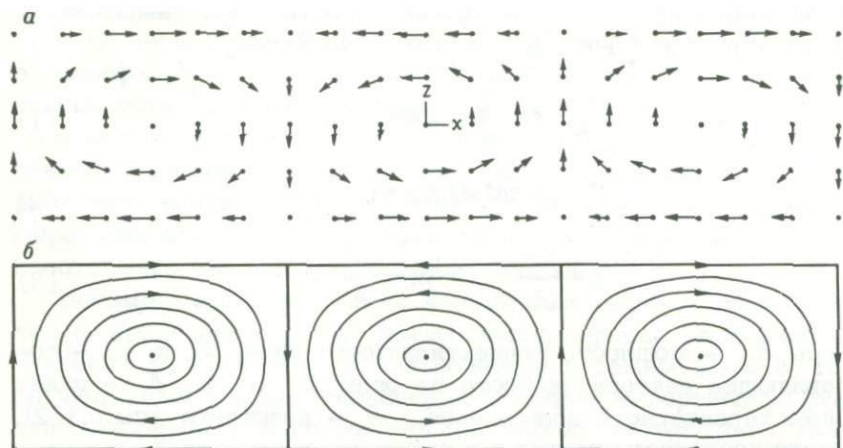


Рис. 11. Поле скоростей (а) и траектории (б) движения частиц в конвектирующем слое. Длина стрелок пропорциональна абсолютной величине скорости

сопровождается одновременными движениями во всей системе, в том числе и на достаточном удалении от диапира.

Относительная простота картины движения обусловлена его симметрией. Из формул (1) и (2) прежде всего следует, что конвектирующий слой естественным образом разбивается на равные прямоугольные параллелепипеды бесконечной длины, параллельные третьей оси  $y$ . В плоскости  $xz$  им соответствуют равные прямоугольники (см. рис. 11, а). Эти прямоугольники периодически повторяются вдоль слоя. Длина прямоугольников равна  $\frac{\lambda}{2}$ . Если начало координат помещено в центр одного из таких прямоугольников, то на его правой стороне, отстоящей от центра на  $\frac{\lambda}{4}$ ,  $v_x$  обращается в нуль, а  $v_z$  положительно. Другими словами, вдоль этой стороны осуществляется восходящий конвективный поток. То же самое можно видеть на левой стороне центрального прямоугольника, только здесь  $v_z$  отрицательно и имеет место нисходящий поток.

Анализ формул показывает, что на верхней стороне центрального прямоугольника, где теперь в нуль обращается  $v_z$ , осуществляется горизонтальный поток, направленный влево, а на нижней стороне соответственно — вправо. Внутри прямоугольника вектор скорости во всех точках имеет как верти-

кальную, так и горизонтальную составляющие. Исключением являются оси координат, где одна из составляющих равна нулю. В центре прямоугольника этот вектор равен нулю; то же самое имеет место и в вершинах прямоугольника.

В смежных прямоугольниках движения симметричны относительно общей вертикальной стороны рассматриваемых прямоугольников. Если вдоль этой общей вертикальной стороны осуществляется восходящий конвективный поток, то такую пару прямоугольников можно рассматривать как "конвективный вал". Его ширина равна длине волны характерного возмущения  $\lambda$ . Как уже отмечалось, при двух свободных границах слоя обобщенное волновое число, отражающее, согласно формулам (1) и (2) на с.78, отношение мощности слоя  $h$  к длине волны  $\lambda$ , составляет величину 2,22. Используя эти формулы, а также тот факт, что  $\lambda_y = \infty$  (отсутствие ундуляций у конвективных валов), получаем:

$$\frac{h}{\lambda} \approx 0,35. \quad (4)$$

Это соотношение отражено на рис.11.

Поле скоростей частиц неоднородно не только по направлению вектора скорости в разных участках слоя, но и по абсолютной величине скорости. Из формул (1) и (2) следует, что вертикальная составляющая скорости  $v_z$  обращается в нуль на обеих горизонтальных границах слоя и максимальна в его середине. Горизонтальная составляющая  $v_x$  обращается в нуль на вертикальных границах прямоугольников и максимальна в их средней части. Эти соотношения отражены на рис.11,а размером стрелок.

Переходя к рассмотрению сходных геологических условий, напомним, что в современных классификациях тектонических движений в качестве главного признака выступают глубина заложения создаваемых движениями тектонических структур [Хаин, 1973] или охват ими тех или иных объемов земной коры [Белюсов, 1975], а также преобладание у них вертикальной или горизонтальной составляющей. Применительно к адвективным тектоническим движениям, обусловленным инверсией плотности в земной коре, можно сделать следующие выводы:

1) глубина заложения адвективных движений и создаваемых ими адвективных структур определяется подошвой толщи, в которой в результате регионального метаморфизма возникает инверсия плотности;

2) адвективные движения охватывают весь метаморфический слой, в котором возникла инверсия плотности;

3) в пределах адвектирующего слоя движения имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую;

4) в зонах восходящего и нисходящего адвективного потока преобладают вертикальные движения противоположного знака;

5) между зонами восходящего и нисходящего адвективного потока и в основном вблизи границ слоя преобладают горизонтальные движения противоположного направления, если сравнивать направление движений у подошвы и у кровли слоя;

6) вертикальные движения имеют максимальную скорость и контрастность в средней части адвектирующего слоя; по направлению как вверх, так и вниз их скорость и контрастность затухают;

7) горизонтальные движения имеют максимальную скорость и контрастность между зонами восходящего и нисходящего потоков; по направлению к этим зонам их скорость затухает.

### Абсолютная скорость конвективного движения

В предыдущем разделе речь шла об относительной скорости движения частиц в разных участках конвектирующего слоя. Абсолютная же скорость отражается величиной  $A$ , входящей в формулы (1) и (2) в качестве константы.

Величина  $v_0 = Ak$ , называемая еще "амплитудой скорости", или просто "амплитудой", зависит от степени надкритичности  $R - R_1$ , а именно от квадратного корня из этой величины, а также от других факторов. Точное выражение для этой величины можно получить либо методом малого параметра, либо численными методами [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. Однако эти выражения весьма громоздки и неудобны для чисто качественного анализа.

Упрощенные подсчеты применительно к определению времени формирования гнейсовых куполов были произведены Кр. Дж. Тэлботом [Talbot, 1971]. Судя по полученным им результатам, он пользовался таким выражением:

$$v_0 = Ak = a \cdot \frac{\Delta \rho \cdot g \lambda h}{\zeta} = \frac{2a\mu}{\kappa} \cdot \frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot \frac{g h^2}{\nu} \quad (5)$$

Здесь  $a$  - некоторая константа, зависящая от степени надкритичности.

Величины, входящие в (5), являются параметрами, определяющими число Рэлея, отображенное формулами (6) и (17) на с. 67 и 72. Напомним, что показатель степени инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  и мощность конвектирующего слоя  $h$  являются величинами, входящими в числитель критерия Рэлея, возрастание которых способствует увеличению конвективной неустойчивости. Напротив, кинематическая вязкость  $\nu$  входит в знаменатель и дает противоположный эффект.

Формула (5), отражающая скорость "всплывания" более нагретой жидкости, в первом приближении соответствует закону Стокса для медленного всплывания сферических тел под действием силы Архимеда. Этот закон гласит, что скорость всплывания прямо пропорциональна разности плотностей жидкости и всплывающего тела, квадрату радиуса последнего и обратно пропорциональна вязкости жидкости. При прочих равных условиях быстрее всплывают более крупные тела. Поэтому можно считать, что скорость адвективных тектонических движений тем больше, чем больше степень инверсии плотности - движущей силы адвекции, а также чем больше мощность и чем меньше вязкость адвектирующего метаморфического слоя. Повышенная мощность этого слоя имеет место в случае пониженного геотермического градиента. Однако в этом случае повышается и вязкость. Более подробно эта ситуация будет рассмотрена при определении времени протекания процесса адвекции.

### Траектории движения частиц в конвектирующем слое

Используя плоско-параллельный характер конвективного движения, можно ввести так называемую функцию тока [Ландау, Лифшиц, 1954] :

$$\Psi(x, z) = A \cos \mu z \cos Kx, \quad (6)$$

где 
$$\frac{\partial \Psi}{\partial x} = -v_z^0, \quad \frac{\partial \Psi}{\partial z} = v_x^0. \quad (7)$$

Функция тока обладает тем свойством, что вдоль линии тока, т.е. траектории, по которой движется частица при стационарности процесса, эта функция сохраняет постоянное значение. Используя это обстоятельство, можно записать уравнение траектории, проходящей через заданную точку с координатами  $x_0$  и  $z_0$ , в неявном виде:

$$\Psi(x, z) = \Psi(x_0, z_0). \quad (8)$$

Это выражение можно привести к явному виду с помощью формулы (6). Здесь мы этого делать не будем, так как представление о траекториях частиц нам нужно только для промежуточных операций.

Траектории частиц показаны на рис.11,б. Они располагаются в пределах центрального прямоугольника симметрично относительно обеих координатных осей и представляют собой систему концентрических овалов с центром, совпадающим с центром прямоугольника. Вблизи центра они похожи на эллипсы, вытянутые в горизонтальном направлении. По мере удаления от центра их форма все больше приближается к форме названного прямоугольника. Его периметр — это предельная, самая внешняя траектория. Частицы движутся по траекториям вокруг центра против часовой стрелки. Центр прямоугольника неподвижен. В смежных прямоугольниках картина траекторий в точности такая же, только вращение частиц вокруг их центров осуществляется в противоположном направлении, по часовой стрелке.

#### Определение местоположения частиц через заданные промежутки времени

Зная поле скоростей частиц и их траектории, можно определить время, в течение которого частица перемещается из точки  $A_0(x_0, z_0)$  в точку  $A_1(x_1, z_1)$ , расположенную на той же траектории. Это можно сделать путем вычисления криволинейного интеграла на интересующем нас участке траектории:

$$t = \int_{A_0}^{A_1} \frac{dz}{v_z} = \int_{A_0}^{A_1} \frac{dx}{v_x}. \quad (9)$$

При решении этой задачи следует учесть, что траектории частиц симметричны относительно обеих координатных осей, горизонтальные составляющие скорости  $v_x$  симметричны относительно оси  $z$ , а вертикальные составляющие  $v_z$  — относительно оси  $x$ , что следует из формул (1) и (2). Это позволяет ограничиваться рассмотрением точек  $A_0$  и  $A_1$ , расположенных в пределах первого координатного угла, между положительным направлением осей  $x$  и  $z$ . Полученные выво-

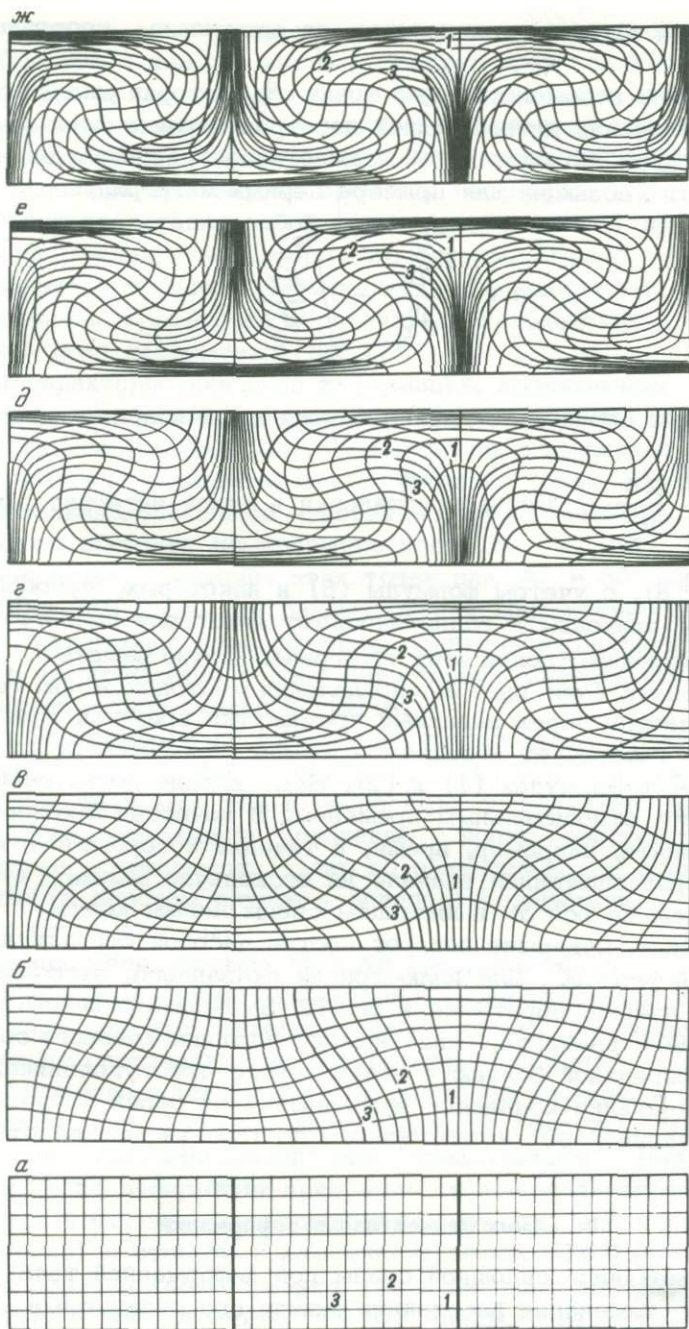


Рис. 12. Математическая модель деформаций слоистой толщи на разных этапах конвективного процесса (а-ж). Деформация квадратов 1-3 - рассматривается в тексте

ды затем легко распространить на остальные координатные углы.

Введем вспомогательную точку  $A_x$ , которая располагается на пересечении интересующей нас траектории с осью  $x$ . Любой из двух интегралов (9) можно представить тогда в виде разности (возьмем для примера первый интеграл):

$$t = \int_{A_x}^{A_1} \frac{dz}{v_z} - \int_{A_x}^{A_0} \frac{dz}{v_z} . \quad (10)$$

Таким образом, задача сводится к вычислению интегралов вида  $\int_{A_x}^{A_i} \frac{dz}{v_z}$ . После подстановки в такой интеграл формул (2) и (8), с учетом формулы (6) и некоторых преобразований мы приходим к эллиптическому интегралу первого рода.

С помощью таблиц этих интегралов можно решать и обратную задачу. Речь идет об определении местоположения тех или иных частиц через заданные промежутки времени. При этом нас не интересует абсолютное время, зависящее от коэффициента  $A$  в формулах (1) и (2). Нам вполне достаточно оперировать относительным временем. В качестве такового можно принять, например, время, в течение которого цепочка частиц, расположенная вначале на бесконечно малом отрезке, лежащем на оси  $x$  и имеющем своим левым концом начало координат, совершит поворот против часовой стрелки на заданный угол  $\alpha$ . Для иллюстрации сказанного, несколько забега вперёд, обратимся к рис.12. За малый отрезок примем основание квадрата, левая нижняя вершина которого совпадает с серединой большого центрального прямоугольника. На первой стадии конвекции названный угол равен  $30^\circ$ , на второй стадии —  $60^\circ$  и т.д. вплоть до  $180^\circ$  на шестой стадии.

### Поле конвективных деформаций

В механике сплошной среды под деформацией тела понимается изменение расстояний между его отдельными частями. Метод, описанный выше, дает возможность оценить количественно те деформации, которые происходят в конвектирующем слое.

В принципе эту задачу можно решать аналитическим путем. Для этого каждую частицу следует представить в начале процесса в виде малого круга или квадрата, а затем определить местоположение не только центра этой фигуры в конвектирующем слое, но также и всех точек ее периметра, через заданные промежутки времени. Геометрическое место этих точек представит собой форму фигуры на той или иной стадии конвекции, т.е. деформацию фигуры. Однако решение этой задачи встречает математические трудности. В данном случае вполне достаточно ограничиться графической иллюстрацией поля деформаций (рис.12).

Для характеристики поля деформаций, возникающих при конвекции, покроем первоначально горизонтальный слой квадратной сеткой (см.рис.12,а). После этого с помощью описанного метода определим местоположение точек – вершин первоначальных квадратов – через равные промежутки относительного времени, измеряемого углом  $\alpha$ . На рис. 12,б–ж показано новое положение этих точек для  $\alpha = 30, 60, 90, 120, 150$  и  $180^\circ$ , т.е. для разных стадий конвективного процесса. Искривление первоначально правильной квадратной сетки дает представление о поле деформаций, нарастающих при переходе от одной стадии к другой.

Способ отображения деформаций посредством регистрации искривления первоначально квадратной сетки иногда употребляется как физиками, так и геологами; он обладает некоторыми преимуществами по сравнению с широко распространенным, когда о деформации судят по ориентировке и форме эллипсоида (в плоском случае – эллипса) деформации. Эти преимущества таковы:

1) в процессе деформации круг превращается в эллипс, характеризуемый двумя параметрами – ориентировкой и степенью сплюснутости. Опираясь только на эти два параметра, невозможно определить тип деформации, например, нельзя однозначно утверждать, имело ли место сокращение – удлинение или сдвиг, т.е., как иногда принято говорить, была ли деформация “невращательной” или “вращательной”. Напротив, квадрат после деформации превращается в параллелограмм, три параметра которого – ориентировка основания, его удлинение (укорочение) и степень искажения первоначально прямого угла – однозначно характеризуют тип и величину деформации. В частности, можно отличить “чистое” сокращение – удлинение (рис.13, I) от деформации, где имеется и сдвиговая компонента (рис.13, II);

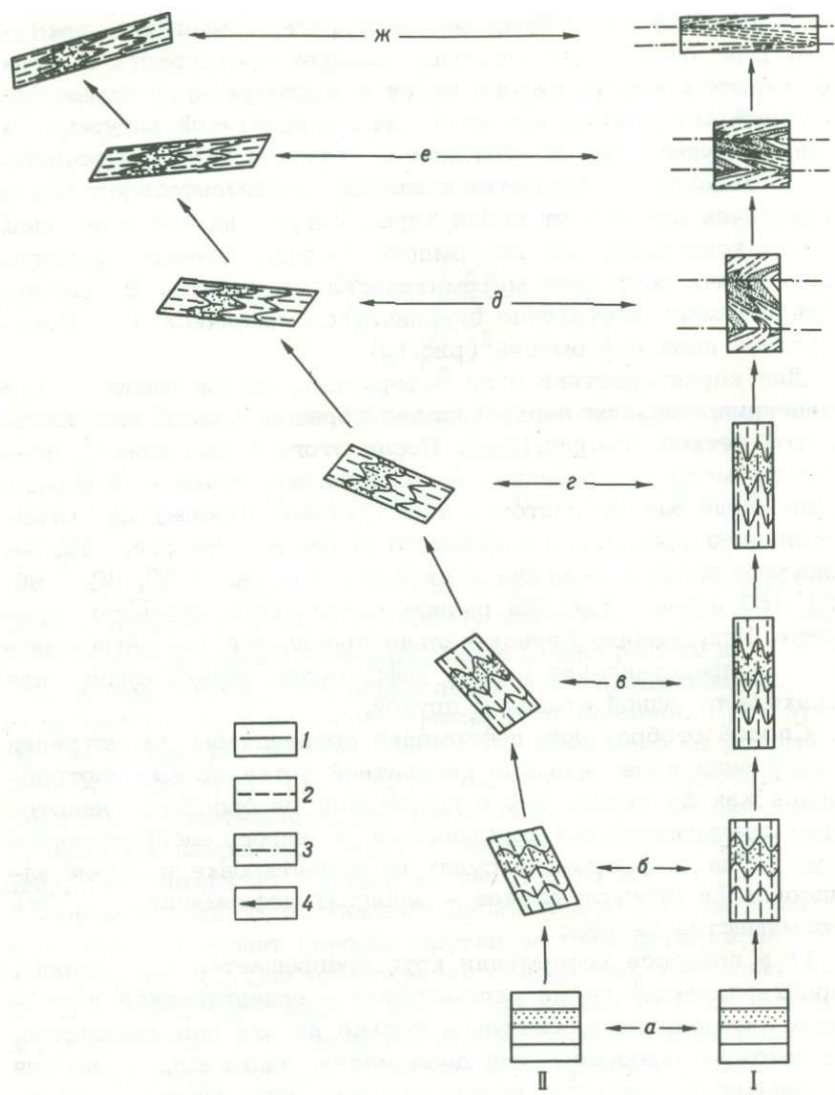


Рис. 13. Эволюция мелкой складчатости в процессе конвекции. Квадраты I и II со слоистой средой внутри представляют собой элементарные части соответствующих квадратов 1 и 2 рис. 12

1 - слоистость; 2 - осевые плоскости ранних складок; 3 - осевые плоскости наложенных складок; 4 - направление конвективного движения рассматриваемого участка

2) отображение деформации посредством эллипсоида (эллипса) еще оправдано, пока мы рассматриваем внутрислойные деформации, регистрируемые по изменению формы первоначально округлых включений (ооидов, конкреций и т.п.). При изучении же деформаций более крупного масштаба, в частности складчатости слоистых толщ, более эффективен "метод параллелограммов", не получивший, к сожалению, должного распространения. Действительно, в самом начале складчатой деформации в слоистой толще имеется естественная "ортогональная сетка" — слоистость и перпендикулярные к ней осевые плоскости складок и кливаж, который появляется на ранней стадии складкообразования [Лебедева, 1976]. В процессе деформации квадраты превращаются в параллелограммы, одни стороны которых параллельны зеркалу мелкой складчатости, а другие — осевым плоскостям складок (см. рис. 13,б-ж). Три параметра — наклон зеркала складчатости, относительное сокращение в направлении, перпендикулярном к осевым плоскостям (т.е. мера сближения осевых плоскостей), и угол между зеркалом и осевыми плоскостями — однозначно определяют тип и величину деформации слоистой толщи и могут быть "сняты" с природных складчатых комплексов [Breddin et al., 1964].

Рис.12 дает представление о двух основных особенностях поля конвективных деформаций: 1) о неоднородности поля деформаций в пространстве (квадраты, которые первоначально располагались в разных горизонтах конвектирующего слоя и на различных расстояниях от осей восходящего и нисходящего потоков, за одинаковые промежутки времени деформируются по-разному); 2) об изменении поля деформаций во времени (если фиксировать внимание на каком-нибудь одном квадрате, то можно заключить, что он по мере развития процесса конвекции испытывает прогрессирующую деформацию).

Подробно эти особенности поля деформаций описываются на с.133, 167, 170 и 174.

### Поле деформаций в слоистой среде

В том случае, когда конвектирующий слой представлен горизонтально слоистой средой, деформация первичного квадрата нуждается в особой интерпретации. Если этот квадрат подвергается растяжению в горизонтальном направлении, т.е. параллельно слоистости, то в принципе все прослои могут растянуться и соответственно уменьшить свою мощность. При

неоднородном составе прослоев возможны разлинзование и будинаж более вязких прослоев.

Другой случай, когда квадрат подвергается сжатию вдоль слоистости, был в основном рассмотрен выше, когда говорилось об интерпретации параллелограмма, образовавшегося вследствие деформации первичного квадрата (см. рис. 13). Добавим к этому, что если в процессе конвекции параллелограмм начнет испытывать "обратную" деформацию сжатия, направленного вдоль осевых плоскостей складок, то это приведет не к распрямлению слоев, а к искривлению осевых плоскостей с образованием наложенной складчатости второй генерации (см. рис. 13, 1, д-ж).

Квадраты, изображенные на рис. 12, а, в процессе конвекции превращаются в криволинейные фигуры, т.е. они испытывают неоднородную деформацию. Однородной же деформации подвергаются участки значительно меньших размеров, скажем, квадраты, сторона которых в десять раз короче. Именно такие "малые" квадраты изображены на рис. 13, а. Для определенности будем мысленно представлять себе, что каждый "крупный" квадрат (см. рис. 12, а) состоит из 100 "малых" квадратов. Так как размер "крупных" квадратов примерно в 10 раз меньше мощности конвектирующего слоя, то отсюда следует, что размер "малых" квадратов составляет примерно одну сотую от мощности этого слоя. В таком же соотношении находятся размеры мелких складок (см. рис. 13) по отношению к размерам основных конвективных структур (см. рис. 12).

Подобное соотношение масштабов условно, так как на самом деле размер мелких складок определяется мощностью и вязкостью прослоев, из которых состоит деформируемая толща. Единственное, что утверждается определенно, это наличие складчатых структур двух порядков — основных конвективных структур ("конвективных валов"), образующихся вследствие восходящих конвективных потоков (см. рис. 12), и мелких складок, возникающих вследствие локальных деформаций внутри конвективной ячейки (см. рис. 13). Применительно к геологии это глубинные метаморфические диапиры, с одной стороны, и осложняющая их мелкая складчатость, — с другой.

Более конкретно результаты математического моделирования, изображенные на рис. 12 и 13, анализируются при сопоставлении математической и физической моделей с их возможными природными аналогами.

---

Анализируя поле скоростей движения частиц в конвектирующем слое в плане современных классификаций тектонических движений, можно выявить следующие особенности адвективных тектонических движений:

1) глубина заложения адвективных движений и создаваемых ими адвективных структур определяется подошвой толщи, в которой в результате регионального метаморфизма возникает инверсия плотности. Эти движения охватывают всю толщу и имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую. В зонах восходящего и нисходящего адвективного потока преобладают вертикальные движения, а вблизи подошвы и кровли адвектирующей толщи — горизонтальные движения. Скорость движений тем больше, чем больше степень инверсии плотности — движущей силы адвекции, а также чем больше мощность и чем меньше вязкость адвектирующей толщи;

2) прототипом ортогональных направлений первоначально квадратной сетки, деформированной в процессе адвективных движений, служат, с одной стороны, слоистость и ее последеформационный эквивалент — зеркало мелких складок, а с другой стороны, осевые плоскости этих складок и параллельные им кливаж и сланцеватость;

3) главные черты поля деформаций — его неоднородность в пространстве, а также прогрессирующая от этапа к этапу деформация отдельных участков адвектирующей толщи.

### МОДЕЛЬ ИЗ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Как известно, при моделировании тектонических процессов в лабораторных условиях используются так называемые эквивалентные материалы, т.е. материалы, деформационные свойства которых соответствуют аналогичным свойствам горных пород. Если моделируются медленные природные деформации, чья длительность составляет миллионы и десятки миллионов лет, то можно пренебречь инерционными эффектами, а также игнорировать упругие и прочностные свойства горных пород и считать, что при столь большой длительности процесса последние ведут себя аналогично ньютоновским вязким

жидкостям. В частности, это справедливо и по отношению к горным породам, испытывающим избыточное обводнение при региональном метаморфизме [Добрецов, 1978]. Таким образом, главное требование к эквивалентным материалам при моделировании длительных деформаций – это соответствие вязкости этих материалов и вязкости горных пород.

Это соответствие будет иметь место в том случае, когда соблюдается физическое подобие природного процесса деформации экспериментальному. Не вдаваясь в подробности теории физического подобия применительно к тектоническому моделированию, изложенной в фундаментальных монографиях [Белюсов, 1971; Гзовский, 1975; Рамберг, 1970], укажем, что расчет вязкости эквивалентного материала обычно основывается на формуле:

$$C_2 = C_\rho \cdot C_t \cdot C_\rho \cdot C_g, \quad (1)$$

где  $C_2$  – множитель подобия по вязкости, т.е. отношение вязкости эквивалентного материала к вязкости моделируемой природной толщи. В правой части равенства фигурируют соответствующие множители подобия по размерам слоев и структур, длительности процесса, плотности и ускорению силы тяжести в эксперименте и в природе. При этом обычно  $C_\rho \sim 1$  и  $C_g \sim 1$  при условии, что плотность эквивалентных материалов имеет тот же порядок, что и плотность горных пород, а ускорение силы тяжести существенно не изменялось на протяжении геологической истории. Тогда справедлива упрощенная формула:

$$C_2 = C_\rho \cdot C_t \quad (2)$$

Таким образом, для определения вязкости модельного материала необходимо оценить размеры и длительность в эксперименте и природе, а также вязкость природных толщ. С размерами дело обстоит просто. Мощность модельных слоев составляет первые сантиметры, а мощность адвектирующих толщ – первые десятки километров. Поэтому множитель подобия по размерам  $C_\rho$  имеет порядок  $10^{-6}$ .

#### Оценка вязкости природных адвектирующих толщ

Напомним, что режим линейной адвекции устанавливается в сравнительно узком диапазоне чисел Рэлея – от  $R_1 \sim 10^3$  до

$R_2 \sim 10^4$ . Следовательно, параметр  $R$  можно оценить с точностью до порядка. Поскольку в процессе прогрессирующего подъема геозотерм и нарастания степени регионального метаморфизма его величина нарастает (см. с. 91), то искомая оценка  $R$  ближе к нижнему пределу  $R_1$ . Поэтому можно в первом приближении считать  $R \sim R_1 \sim 10^3$ .

Из формул (13) и (15) – (17) на с. 71 – 72 можно получить выражение для вязкости природных толщ, участвующих в адвективных тектонических движениях:

$$\zeta = \frac{\Delta \rho \cdot g h^3 \cdot z c' \cdot \eta \epsilon}{R D} \quad (3)$$

Здесь можно принять  $R = 10^3$ ,  $g = 10 \text{ м/с}^2$ , а оценку проницаемости дать ту же, что и на с. 74:  $D = 10^{-9} \text{ дarcy} = 10^{-21} \text{ м}^2$ . Там же для доказательства принципиальной возможности адвективных движений на инверсионной стадии геосинклинального режима была дана оценка уменьшения плотности горных пород  $\Delta \rho$  при  $T = 600^\circ\text{C}$  и  $p = 0,25 \text{ ГПа}$  (2,5 кбар). Поскольку названная величина давления соответствует глубине около 10 км, то оценка мощности адвектирующей метаморфической толщи, кровля которой близка к земной поверхности, также была принята равной 10 км. Температуре в  $600^\circ\text{C}$  на глубине 10 км соответствует среднее значение геотермического градиента 60 град/км. Это высокий градиент, которому отвечает одна из андалузит–силлиманитовых фациальных метаморфических серий. Однако упомянутая реакция (см. с. 49) может протекать при примерно тех же температурах, но в обстановке значительно больших давлений. Н.Л. Добрецов (1978) установил, что при температуре  $700^\circ\text{C}$  и давлении 1 ГПа (10 кбар) объемный эффект этой реакции не столь значителен. Во-первых, вместо силлиманита образуется более плотный кианит, а во-вторых, при повышенных давлениях выделяющаяся вода расширяется в гораздо меньшей степени. Названной величине литостатического давления соответствует глубина в 40 км и среднее значение геотермического градиента меньше 20 град/км. Этому градиенту отвечает одна из кианит–силлиманитовых фациальных серий.

Рассматриваемая реакция далеко не исчерпывает всего многообразия метаморфических превращений. Однако за неимением систематической сводки по объемным эффектам реакций дегидратации и декарбонатизации имеет смысл ориен-

Степень инверсии плотности горных пород в метаморфизованной толще в зависимости от ее мощности

[с использованием данных В.В. Белоусова (1976) и Н.Л. Добрецова (1978) по реакции мусковита с кварцем]

h, км	$P_s,$ ГПа	После выделения в поры адсорбированной воды				После нагревания и метаморфической реакции				Изменение плотности системы твердая фаза + флюид после метаморфизма		
		$T,$ °C	$v_s,$ м $\cdot 10^{-6}$	$v_f,$ м $\cdot 10^{-6}$	$r$	$T,$ °C	$v_s,$ м $\cdot 10^{-6}$	$v_f,$ м $\cdot 10^{-6}$	$r$	$\rho_1$ кг/м $\cdot 10^3$	$\Delta\rho,$ кг/м $\cdot 10^3$	$\frac{\Delta\rho}{\rho}$
10	0,25	375	163	29	0,15	600	163	64	0,28	2,15	0,35	0,14
20	0,50	375	163	26	0,14	660	164	55	0,25	2,23	0,27	0,11
30	0,75	375	163	24	0,13	680	164	49	0,23	2,28	0,22	0,09
40	1,00	375	163	23	0,12	700	157	43	0,21	2,42	0,08	0,03

$h$  - мощность осадочной толщи, в которой в результате метаморфизма возникает инверсия плотности; в первом приближении отвечает глубине залегания подошвы толщи. Для условий в подошве - литостатического давления  $P_s$ , и температуры  $T$  - рассчитан объемный эффект реакции формулой (9) на с.49, с учетом воды разного происхождения, содержащейся в порах до реакции.  $v_s$  и  $v_f$  - мольные объемы твердой и флюидной фаз.  $r = \frac{v_s}{v_s + v_f}$  - пористость.  $\rho_1$  - плотность системы после метаморфизма.  $\Delta\rho = \rho - \rho_1$ , где  $\rho \cdot 10^3$  принято равным  $2,5 \cdot 10^3$  кг/м $\cdot 10^3$  - плотность осадочной породы в кровле толщи, не претерпевшая изменений в эпоху подъема геозотерм, эпигенеза и метаморфизма на инверсионной стадии геосинклинального режима (см.рис. 8).

тироваться хотя бы на эту реакцию для получения самых грубых, приблизительных оценок.

Поскольку имеются оценки для двух крайних значений глубины подошвы адвектирующего метаморфического слоя — 10 и 40 км, был проведен расчет для промежуточных глубин в 20 и 30 км (табл.1). В основу расчета положено представление о двух этапах изменения пород при подъеме геоизотерм — эпигенетическом, до температур 350–400°C, и собственно метаморфическом, при давлениях и температурах реакции дегидратации мусковита, которые определяются кривой равновесия этой реакции в поле  $pT$  [Добрецов, 1978].

На эпигенетическом этапе к первоначальной поровой воде (около 5% от общего объема породы) присоединяется адсорбированная вода (от 2,5 до 20%). С учетом этих данных в первом приближении было принято, что к началу собственно метаморфизма в породах содержалась свободная вода в количестве 15% от общего объема породы при температуре 375°C и давлении 0,25 ГПа (2,5 кбар). Для других значений давления сделаны поправки на уменьшение объема воды [“Фации метаморфизма”, 1970].

На метаморфическом этапе к имеющейся воде добавляется вода — продукт реакции дегидратации. Вся вода после реакции имеет объем, соответствующий  $pT$ -условиям. Что касается объема твердой фазы, то можно из-за весьма малой величины сжимаемости горных пород пренебрегать влиянием давления и учитывать только влияние температуры (объемное расширение примерно на 3% при нагревании до 600–700°C). Кроме того, при давлении 1 ГПа (10 кбар) в результате реакции образуется кианит, во всех остальных случаях — менее плотный силлиманит.

Конечным результатом вычислений является оценка относительного объема жидкой фазы при данных  $pT$ -условиях после реакции дегидратации, т.е. пористость  $\varepsilon$ , а также оценка плотности породы. Сопоставление последней с первоначальной плотностью, принятой равной  $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3 = 2,5 \text{ г/см}^3$  (см. рис.8), дает оценку степени инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  и величины изменения плотности  $\Delta \rho$ , которая вместе с величиной  $\varepsilon$  фигурирует в формуле (3).

Из табл.1 следует, что с увеличением мощности метаморфической толщи и уменьшением палеогеотермического градиента, при сохранении примерно одинаковой разницы темпера-

тур в подошве и кровле этой толщи, пористость  $\zeta$  и степень инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  уменьшаются.

Расчеты вязкости метаморфической толщи сведены в табл. 2. Сжимаемость воды  $c'$  была оценена для  $\rho T$ -условий, соответствующих половине мощности метаморфической толщи (в табл.1  $\rho T$ -условия указаны для подошвы этой толщи) с помощью номограммы [“Фации метаморфизма”, 1970, рис.30], а вязкость воды для тех же условий путем экстраполяции данных М.П. Вукаловича и др. (1969).

Из табл.2 видно, что средняя вязкость метаморфического слоя, при относительно неизменной температуре в его подошве и кровле, т.е. при приблизительно постоянной средней температуре, увеличивается с возрастанием мощности слоя и литостатического давления. Это соответствует теоретической зависимости вязкости горных пород и других веществ от давления при постоянной температуре [Гзовский, 1975, с упрощением] :

$$\zeta = \zeta_0 e^{\beta p}, \quad (4)$$

где  $\zeta_0$  - вязкость при давлении  $p = 0$ , т.е. практически при атмосферном давлении,  $e$  - основание натуральных логарифмов,  $\beta$  - некоторая константа. Из этой формулы следует, что логарифм вязкости должен быть связан с давлением линейной зависимостью. Линейная зависимость соблюдается для первых трех значений мощности метаморфического слоя (рис.14), указанных в табл. 2. Что касается последнего (четвертого) значения (40 км), то для него характерно понижение

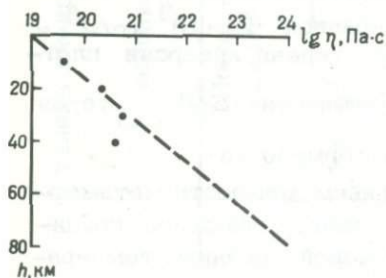


Рис. 14. Зависимость критической вязкости ( $\zeta$ ) адвектирующей толщи от мощности последней ( $h$ ) при приблизительно постоянстве температуры в подошве и кровле толщи

Точки соответствуют значениям табл. 2. Пунктиром показана теоретическая зависимость вязкости от литостатического давления, отвечающая формуле (4).

Таблица 2

Критическая вязкость ( $\eta_c$ ), длительность адвективного полуоборота ( $t_6$ )  
и характерная скорость ( $v_0$ ) адвективных движений метаморфизированной толщи  
в зависимости от ее мощности ( $h$ )

$h$ , км	$\bar{p}_s$ , ГПа	$\bar{\sigma}_T$ , С	$\Delta\rho$ , кг/м <sup>3</sup> ·10 <sup>3</sup>	$\bar{n}$	$c'$ , м·с <sup>2</sup> /кг·10 <sup>-9</sup>	$\eta_f$ , Па·с·10 <sup>-3</sup>	$\eta_c$ , Па·с·10 <sup>20</sup>	$t_6$ , млн. лет	$v_0$ , см/год
10	0,125	300	0,35	0,16	0,8	0,10	0,45	25	0,040
20	0,250	330	0,27	0,15	0,6	0,12	2,3	82	0,024
30	0,375	340	0,22	0,14	0,5	0,14	5,8	168	0,018
40	0,500	350	0,08	0,13	0,4	0,16	4,3	281	0,014

Вычисления производились по формулам (3) на с.113, (5) и (6) на с.120. Значения параметров  $c'$  (сжимаемость флюида) и  $\eta_f$  (вязкость флюида) соответствуют осредненным по глубине значениям  $\rho_s$  и  $T$  (см.табл.1). Из табл.1 взяты и значения  $\Delta\rho$ . Осредненное по глубине значение  $\bar{n}$  получено как среднее между значением  $n$  в подошве толщи (см.табл.1) и его значением в ее кровле, принятым равным 0,05 (относительный объем воды, содержащейся в порах пород, не подвергшихся эпигенезу и метаморфизму инверсионной стадии геосинклиналичного режима); значения остальных величин постоянны и рассматриваются в тексте.

вязкости и отклонение от линейной зависимости.

Из табл.2 видно, что все величины, входящие в выражение для  $\zeta$ , изменяются незначительно, за исключением  $\Delta\rho$ . Последняя сильно понижается с увеличением литостатического давления. А именно эта величина и является "движущей силой" адвективного процесса. При высоких давлениях она столь мала, что может обеспечить адвекцию лишь в том случае, когда вязкость толщи не превышает  $4,0 \cdot 10^{20}$  Па·с ( $4,0 \cdot 10^{21}$  пуаз). Экстраполяция же прямой на рис.14 дает для такой толщи значение вязкости около  $3,0 \cdot 10^{21}$  Па·с, т.е. почти на порядок выше. Другими словами, адвекция в слое мощностью 40 км при палеогеотермическом градиенте менее 20 град/км маловероятна. Напомним, что низкий геотермический градиент характерен для доинверсионной стадии геосинклинального режима, когда отсутствуют как частная инверсия, так и складкообразование. По-видимому, прав Н.Л. Добрецов (1978), подчеркнувший ничтожность объемных эффектов реакций дегидратации при высоких давлениях, маловероятность осуществления в этих условиях глубинного диапиризма, обусловленного названной причиной, и отсутствие деформированности пород в низкоградиентных жадеит-глаукофановых метаморфических фациальных сериях.

Таким образом, процесс метаморфогенной адвекции вряд ли охватывает всю земную кору. Вероятно, он происходит только в гранито-гнейсовом и осадочном слоях, а возможно, является одним из основных факторов при формировании гранито-гнейсового слоя. Как уже отмечалось, весьма вероятная глубина подошвы адвектирующего слоя составляет 20 км. Если это так, то в качестве оценки вязкости этого слоя при моделировании можно принять цифру порядка  $10^{20}$  Па·с ( $10^{21}$  пуаз) - см. табл. 2.

### Оценка длительности процесса метаморфогенной адвекции

Стационарная конвекция может длиться сколь угодно долго, лишь бы поддерживался необходимый для ее протекания температурный градиент. При этом происходит многократное кругообращение конвектирующей жидкости. Такое кругообращение возможно потому, что каждая частица жидкости в процессе одного полного оборота по своей траектории (см.рис. 11,б) совершает в течение одного полуцикла восходящие, а в

течение другого полуцикла – нисходящие движения. При восходящих движениях частица попадает в область более низких температур и уменьшает свой объем, а при нисходящих движениях все происходит наоборот.

В отличие от конвектирующей жидкости, горные породы, участвующие в процессе метаморфогенной адвекции, ведут себя иначе. В течение первого полуцикла метаморфизованные и обводненные породы, обладающие избыточным объемом, поднимаются, отдают посредством механизма фильтрации избыточную воду, “осушаются” и уменьшают свой объем. В этом они подобны конвектирующей жидкости. Но во втором полуцикле они, чтобы сохранить это подобие, должны опустаться и снова увеличивать свой объем. Однако на этот раз в область более высоких температур попадут не осадочные породы, а уже однажды метаморфизованные. Поэтому вместо прогрессивного метаморфизма должен иметь место диафорез, для которого реакции дегидратации не характерны. Другими словами, при этом возможность повторного увеличения объема становится проблематичной.

Сказанное не означает, что при диафорезе увеличение объема горных пород невозможно. Для протекания диафорезических реакций необходима вода, которая может поступать либо непосредственно из мантии, либо из внедренных в кору мантийных расплавов. Напитывание пород ювенильной водой также может приводить к их разуплотнению и адвективным движениям, в результате чего происходит глубинный диапиризм, в который вовлекаются не только породы геосинклинального чехла, но и геосинклинальный фундамент.

Однако эта проблема требует дополнительного исследования. Поэтому мы ограничимся только анализом одного, наиболее достоверного полуцикла, о котором шла речь выше, когда “работает” механизм метаморфической дегидратации и когда в пределе можно ожидать “всплывания” кверху более легкой метаморфической толщи и компенсирующего погружения более тяжелой неметаморфизованной толщи, испытавшей при подъеме геоизотерм только эпигенез. Это, в частности, еще одна причина, по которой рассматриваемый процесс следует относить, по определению В.В. Белоусова (1976), к адвекции, а не к конвекции.

На рис.12 показаны шесть этапов процесса, относящиеся к первому полуциклу. На каждом этапе прослой, располагающийся в центре конвективного вращения, поворачивается на  $30^\circ$ . К концу шестой стадии (см.рис.12,ж) он поворачивается

на  $180^{\circ}$ , и именно этот момент знаменует собой окончание первого полуцикла вращения.

Для оценки времени, в течение которого совершается названный поворот, можно использовать соотношение, которое в неявном виде содержится в работе Кр. Дж. Тэлбота [Talbot, 1971], в которой в качестве модели развития гнейсовых куполов также применяется тепловая конвекция:

$$t_6 = \frac{1}{a} \cdot \frac{z}{\Delta \rho \cdot g \lambda} = \frac{\kappa}{2a\mu} \cdot \frac{z}{\Delta \rho \cdot g h} \quad (5)$$

Здесь индекс 6 обозначает шестую стадию (см. рис. 12.ж). остальные величины уже фигурировали в формулах на с. 99 – 102 (3) – (5):  $a = 6,45 \cdot 10^{-4}$ .

Результаты расчетов по формуле (5) приведены в табл. 2. Чтобы оценить значение полученных цифр, следует сопоставить их с длительностью инверсионной стадии геосинклинального режима. Данные о смене и ритмичности эндогенных режимов для 17 регионов мира в течение фанерозоя В. В. Белосусовым сведены в схему (1976, с. 199). В последней фигурирует 21 инверсионная стадия различных геосинклинальных циклов общей продолжительностью около 775 млн. лет; средняя цифра для инверсионной стадии составляет, таким образом, 37 млн. лет. Если примем во внимание, что этап  $t_6$ , т.е. полный полуцикл обращения, вряд ли достигался во всех геосинклиналях, то можно заключить, что цифра 37 млн. лет является, по-видимому, заниженной оценкой времени  $t_6$ . Следовательно, и в данном случае наиболее правдоподобной выглядит цифра порядка 80 млн. лет, отвечающая адвектирующему слою мощностью 20 км и палеогеотермическому градиенту 30 град/км, т.е. тому слою, вязкость которого была принята за исходную для расчета вязкости эквивалентного материала. Этот результат весьма близок к оценке Х. Рамберга, полученной путем пересчета данных моделирования на эквивалентных материалах. Исходные цифры Х. Рамберга:  $h \approx 20$  км;  $\Delta \rho = 300 \text{ кг/м}^3 = 0,3 \text{ г/см}^3$ ,  $\eta \sim 10^{20}$  Па·с ( $10^{21}$  пуаз) практически совпадают с нашими, хотя основаны на совершенно других предположениях. Оценка времени становления складчатого сооружения – 122 млн. лет – “удивительно хорошо согласуется с обычно принимаемым значением” [Рамберг, 1970, с. 164].

Из табл. 2 следует, что с возрастанием мощности адвектирующего слоя и убыванием палеогеотермического градиента

продолжительность полуцикла адвекции увеличивается. Это подтверждает мнение об относительно меньшей продолжительности деформаций при высокоградиентном метаморфизме андалузит-силлиманитового типа по сравнению со среднеградиентным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа. Например, С.М. Сеница (1975) убедительно доказал, что гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье формировались в течение 2/3 продолжительности юрского периода, т.е. в течение примерно 35 млн.лет при высоком геотермическом градиенте. Кр.Дж. Тэлбот [Talbot, 1971] оценивает  $t_6$  цифрой в 0,5 млн.лет при мощности адвектирующего слоя в 6 км, геотермическом градиенте 60 град/км и вязкости  $5,0 \cdot 10^{16}$  Па.с ( $5,0 \cdot 10^{17}$  пуаз).

Адвектирующему слою в 30 км, при геотермическом градиенте около 23 град/км, соответствует длительность адвекции порядка 170 млн.лет. Для фанерозоя эта цифра представляется нереальной. Возможно, столь медленные процессы происходили в докембрии. Но и при этом следует иметь в виду время удаления избыточной воды из пород, которое было оценено цифрой на с.54 50-200 млн.лет. Другими словами, процесс такой продолжительности стоит на грани реального. Что касается слоя мощностью 40 км, адвекция в котором вряд ли возможна (см.выше), то и величина  $t_6$  для него также абсолютно нереальна.

Опираясь на оценку длительности процесса адвекции, можно оценить и характерную скорость адвективных тектонических движений. Сопоставление формул (5) на с.102 и (5) на с.120 приводит к довольно простому выражению:

$$v_0^z = \frac{h}{t_6} \quad (6)$$

Расчеты  $v_0^z$  приведены в табл.2 и свидетельствуют о том, что эта величина убывает при уменьшении геотермического градиента, но в общем находится в пределах от 0,02 до 0,04 см/год. Однако согласно формулам (2) и (5), указанным на с.99 и 102  $v_0^z$  представляет собой максимальную вертикальную составляющую скорости адвективных движений, которая имеет место при  $K\chi = \frac{\pi}{2}$  и  $z = 0$ , т.е. в средней части адвектирующей толщи на оси восходящего потока (см. рис.11). Кверху (равно как и книзу) вертикальная компонента  $v_z^z$  убывает в соответствии с убыванием величины  $\cos \mu z$ ,

входящей в формулу (2) на с.99. Если принять во внимание, что скорость древних колебательных движений определяется главным образом методом анализа мощностей накопившихся при этом толщ и поэтому характеризует скорость верхних участков земной коры, то оценку этой скорости — в среднем около 0,005 см/год, местами до 0,04 см/год [Белюсов, 1976] — можно считать согласующейся с вышеприведенными цифрами.

Суммируя все изложенное, приходим к выводу, что процесс метаморфогенной адвекции имеет продолжительность в десятки миллионов лет, т.е.  $n \cdot 3 \cdot 10^{14}$  с ( $1 \text{ год} \approx 3,15 \cdot 10^7$  с), при характерных скоростях движений в сотые доли сантиметра в год.

### Степень устойчивости оценок параметров адвекции

Поскольку в оценках параметров адвекции, в первую очередь вязкости и длительности процесса, довольно много неопределенности, имеет смысл разобраться в том, какие факторы порождают эту неопределенность и какова цена последней.

Оценка вязкости адвектирующих метаморфических толщ основана на формуле (3). Следует иметь в виду, что это максимальное критическое значение основано на предположении о превышении первого критического числа Рэлея  $R \sim 10^3$  и начале адвекции. При меньшей вязкости толщ вероятность адвективных движений увеличивается. Таким образом, в первую очередь необходимо сравнить наши оценки критической вязкости, фигурирующие в табл.2 и на рис.14, с теми оценками вязкости природных толщ, которые имеются в литературе.

Во избежание недоразумений еще раз подчеркнем, что наши оценки отражают не распределение вязкости по глубине, а лишь зависимость вязкости от мощности слоя при примерном постоянстве температур в его подошве и кровле. Другими словами, это средняя вязкость "изотермических" слоев разной мощности в эпоху регионального метаморфизма.

Если исходить из предположений о том, что рис.14 показывает в соответствии с формулой (4) линейную зависимость логарифма вязкости от мощности слоя, определяющей среднюю по глубине величину литостатического давления, то можно путем экстраполяции оценить вязкость слоя, имеюще-

го мощность 80 км и температуру в подошве 600–700°. Оказывается, что вязкость такого слоя порядка  $10^{24}$  Па·с ( $10^{25}$  пуаз). Примерно такая же мощность литосферы в областях современных орогенов [Белоусов, 1977]. Вязкость литосферы оценивается той же цифрой [Артюшков, 1972]. И хотя в подошве литосферы температура гораздо выше – около 1400°, т.е. наш “расчетный” слой холоднее реальной литосферы, можно считать величину его вязкости не столь уж далекой от действительности, поскольку имеются и более скромные цифры оценки вязкости литосферы – порядка  $10^{20}$  –  $10^{22}$  Па·с [Красс и др., 1969].

Геологические данные о вязкости природных толщ [Гзовский, 1975] показывают, что даже наименее пластичные вулканогенные и осадочные толщи обладают вязкостью в пределах  $3 \cdot 10^{18}$  –  $1 \cdot 10^{20}$  Па·с.

Таким образом, ни геофизические, ни геологические оценки вязкости природных толщ существенно не превышают те критические значения вязкости, выше которых адвекция становится невозможной. В процессе избыточного обводнения при метаморфизме вязкость пород тем более снижается, увеличивая вероятность адвективных движений.

Возвратимся к формуле (3) и табл.2 и обратим внимание на степень устойчивости оценок параметров, входящих в эту формулу. Несмотря на то, что в числитель этой формулы входит  $h^3$ , при увеличении мощности адвектирующего слоя  $h$  в три раза вязкость этого слоя увеличивается не в 27 раз, а только в 13 раз. Это объясняется тем, что параллельно с увеличением мощности и незначительным увеличением вязкости воды  $\eta_f$  происходит параллельное уменьшение степени инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , пористости  $\varepsilon$  и сжимаемости воды  $c'$ . Таким образом, изменение значений перечисленных параметров в их совокупности вызывает изменение вязкости в пределах одного порядка. Несмотря на предположения о повышенных значениях ускорения силы тяжести в архейскую эру [Шуркин, Митрофанов, 1974], вряд ли эти значения превышали современное больше чем в 2–3 раза.

Остановимся на параметрах  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  и  $D$ . Первый из них – степень инверсии плотности горных пород – является “движущей силой” адвекции. Второй – гидравлическая проницаемость – сильно влияет на первый, поскольку при высокой проницаемости вся избыточная вода мигрирует вверх, и не происходит ни увеличения объема, ни снижения плотности пород.

Можно указать на несколько причин, которые могут снизить степень инверсии плотности:

1) малое содержание воды в исходной метаморфизируемой толще (эффузивно-карбонатные толщи);

2) отжимание не только поровой, но и адсорбированной воды из пород при погружении толщ на доинверсионной стадии геосинклинального режима под действием высоких температур и давлений;

3) медленный подъем геоизотерм на инверсионной стадии; постепенное удаление из пород воды, выделяющейся при медленно прогрессирующем метаморфизме;

4) незначительность эффекта реакций дегидратации из-за высокого парциального давления углекислоты и начала анатексиса [Добрецов, 1978];

5) повышенная гидравлическая проницаемость пород  $D$ , способствующая удалению избыточной воды.

Учитывая все эти факторы, можно в принципе представить себе такие условия, когда не только доинверсионная линия 1, но и инверсионная линия 2 (см. рис. 8) будет иметь положительный наклон на диаграмме  $\rho z$ , т.е. инверсия плотности будет отсутствовать, а вместе с ней и адвективные движения. Поскольку количественная оценка всех этих эффектов в настоящее время затруднительна, то ограничимся лишь утверждением, что как уменьшение  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  так и увеличение  $D$  вызывают, согласно формуле (3), пропорциональное снижение того предела вязкости метаморфической толщи, выше которого эта толща не способна к адвекции.

Вместе с тем следует подчеркнуть принципиальное отличие влияния на вязкость факторов  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  и  $D$ . Первый фактор влияет лишь на уменьшение критического предела вязкости, но отнюдь не саму вязкость. А вот второй фактор — проницаемость, по-видимому, непосредственно связан с вязкостью пород. Возрастание проницаемости обусловлено расширением каналов фильтрации и увеличением их числа, что уменьшает сцепление частиц горных пород и понижает их вязкость.

К сожалению, в отличие от величины  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  величина  $D$  пока не может быть хотя бы в первом приближении оценена как функция мощности адвектирующей толщи. Из всех величин, входящих в формулу (3), гидравлическая проницаемость

остаётся наименее определенной, что, естественно, влечет за собой соответствующую неопределенность в оценке вязкости.

Оценка длительности процесса метаморфогенной адвекции основана на формуле (5). Поскольку в эту формулу входит вязкость адвектирующей толщи  $\zeta$ , то длительность  $t_6$  также оценивается с той же долей неопределенности. Однако оценка вязкости эквивалентного материала облегчается следующим обстоятельством. Для его демонстрации представим основную формулу подобия (1) в ином виде:

$$\frac{\zeta_m}{h_m t_m \rho_m g_m} = \frac{\zeta_n}{h_n t_n \rho_n g_n}, \quad (7)$$

где индекс  $m$  обозначает модель (model), а индекс  $n$  — природный объект (nature), в соответствии с практикой обозначения физических величин начальными буквами отвечающих им английских терминов. В качестве характерного размера фигурирует мощность слоя.

Используя формулу (5), можно выражение (7) упростить таким образом:

$$\left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)_m = \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)_n \quad (8)$$

Итак, для соблюдения подобия достаточно, чтобы степень инверсии плотности в эквивалентном материале была равна аналогичному показателю природного процесса. Что же касается вязкости и мощности слоев, то они у эквивалентного материала могут иметь любые произвольные значения, и следует руководствоваться только соображениями удобства эксперимента.

Следовательно, столь значительное упрощение условий подобия оказалось возможным потому, что процесс адвекции представляет собой саморегулирующуюся систему, где основные параметры тесно связаны друг с другом. Что же касается формулы (1), то она выведена применительно к более общему случаю, когда к системе приложены внешние силы. При этом темп деформации обусловлен не внутренними причинами, а скоростью сближения жестких упоров. Другими словами, с физической точки зрения адвекция — это свободный, а деформация под действием внешних сил — вынужденный процесс, аналогично тому как существуют свободные и вынужденные колебания и т.п. При этом свободный процесс всегда проще и элементарней в изучении и математическом

описании. В этом отношении в истории геотектоники имел место определенный парадокс, когда в качестве гипотезы привлекались представления о действии внешних сил при тектоническом деформировании, т.е. предполагался более сложный вынужденный физический процесс.

### Выбор эквивалентных материалов и техника экспериментов

Одно из условий физического подобия природного и лабораторного процессов определяется формулой (8). Другое условие сводится к тому, чтобы в лаборатории происходила конвекция в форме "конвективных валов". Этим достигается не только геометрическое, но также и физическое подобие, поскольку в таком случае имеет место:

$$R_m \sim R_n \quad (9)$$

Условие (9) соблюдается потому, что движения в форме валов возможны лишь в узком диапазоне чисел Рэлея  $R$ . Безразмерный параметр  $R$  является произведением безразмерных чисел Прандтля и Грассхофа, представляющих собой критерии подобия при свободной конвекции [Ландау, Лифшиц, 1954].

Если в качестве "эталоны" природного адвектирующего слоя взять слой мощностью 20 км, то в табл.2 ему соответствует  $\frac{\Delta \rho}{\rho} = 0,11$ , т.е. увеличение объема в подошве слоя примерно на 10%. Согласно формуле (8), аналогичный параметр эквивалентного материала должен иметь величину того же порядка, т.е. конвектирующий в лаборатории слой должен в подошве увеличивать вследствие нагревания свой объем на 10% больше, чем в кровле.

Практика предварительных экспериментов показала, что удобная для опыта мощность конвектирующего слоя измеряется сантиметрами, характерное время  $t_c$ , в течение которого совершается половина конвективного оборота, - часами, а плотность веществ  $\rho$  имеет порядок  $10^3 \text{ кг/м}^3$  ( $1 \text{ г/см}^3$ ). С учетом того, что  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  должно быть порядка  $10^{-1}$ , можно по формуле (5) определить вязкость эквивалентного материала. Эта величина оказалась порядка  $10^3 \text{ Па}\cdot\text{с}$  ( $10^4 \text{ пуаз}$ ).

Теперь, исходя из значений  $\frac{\Delta\rho}{\rho}$ ,  $\rho$ , мощности и вязкости конвектирующего слоя и принимая, как и ранее,  $R \sim 10^3$ ,  $g \sim 10 \text{ м/с}^2$ , можно по формуле (6), указанной на с.67, определить температуропроводность эквивалентного материала  $\chi$ . Эта величина должна иметь порядок  $10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Суммируя все изложенные данные, можно сформулировать следующие требования к эквивалентным материалам: степень инверсии плотности  $\frac{\Delta\rho}{\rho} \sim 10^{-1}$ , вязкость  $\eta \sim 10^3 \text{ Па}\cdot\text{с}$  ( $10^4 \text{ пуаз}$ ), температуропроводность  $\chi \sim 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$  ( $10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$ ).

Опыт многолетних исследований в области тектонического моделирования показал, что слоистые образцы с такой низкой вязкостью неудобны в работе, так как быстро расползаются. Их очень трудно разрезать, изучать, фотографировать и демонстрировать.

Чтобы удовлетворить всем требованиям, в том числе требованиям удобства, инженером лаборатории тектонофизики Ю.М. Гореловым после длительных поисков найден подходящий материал. Таковым оказался сплав канифоли (90%) с машинным маслом (10%), обладающий вязкостью  $10^8-10^9 \text{ пуаз}$  при комнатной температуре. При подогревании снизу он размягчается и конвектирует. После опыта он охлаждается, затвердевает и становится удобным в работе. В этом он обнаруживает известную аналогию с метаморфическими породами, которые в процессе минеральных преобразований в условиях высоких температур, давлений и насыщения флюидами обладают большой текучестью, а при приближении к земной поверхности резко повышают свою вязкость.

Слоистость в образцах создавалась посредством чередования в них тонких слоев описанного выше сплава и прослоев того же материала, к которому добавлялись масляные краски разных цветов. Техника изготовления состояла в следующем. Исходный материал охлаждался в холодильнике до хрупкого состояния, а затем посредством раздробления превращался в порошок. Затем порошок засыпался тонкими слоями в модельный ящик длиной 280 мм и шириной 98 мм, уплотнялся под прессом и при нагревании спекался, образуя монолитные слои.

После этой предварительной подготовки модельный ящик со слоистым образцом помещался на несколько часов в термокамеру, в которой поддерживалась постоянная температу-

ра, от  $65^{\circ}$  до  $80^{\circ}$  в разных опытах, в большинстве опытов около  $70^{\circ}$ ; при этом вязкость материала снижалась до необходимой величины порядка  $10^3$  Па·с ( $10^4$  пуаз). Благодаря тому, что дном ящика служила алюминиевая теплопроводящая пластинка, стенки были деревянными, а сверху ящик закрывался теплозащитной крышкой, температура на нижней поверхности образца была примерно на  $5^{\circ}$  выше, чем на верхней поверхности, что и вызывало в слоистом образце конвекцию.

По окончании опыта образец извлекался из термокамеры и охлаждался до комнатной температуры. Структура образца изучалась в вертикальных разрезах. Разрезание образца производилось при помощи нагретой тонкой металлической нити [Гончаров, Горелов, 1976].

---

При моделировании тектонических процессов с помощью эквивалентных материалов необходимо соблюдение условий физического подобия природного и лабораторного процессов. При моделировании медленных пластических деформаций, в частности складкообразования, необходимо пропорциональное соответствие размеров структур, вязкостей слагающих их веществ и длительности процесса в природе и лаборатории. Для этого следует оценить названные величины количественно.

В качестве характерного размера можно принять мощность адвектирующей толщи. С помощью числа Рэлея установлено, что подошва толщи, в которой в процессе метаморфической дегидратации возникает достаточная для адвекции инверсия плотности, располагается не глубже 30 км. Другими словами, метаморфогенная адвекция охватывает не всю земную кору, а только ее верхнюю часть. Подошва адвектирующей толщи, возможно, совпадает с кровлей геосинклинального фундамента или с кровлей внутрикорового волновода, фиксирующего зону анатектических или внедренных мантийных расплавов, либо с зоной резкого окисления поднимающихся из мантии восстановленных флюидов или с горизонтом повышенной электропроводности. Не исключено, что она соответствует границе Конрада, а процесс адвекции имеет прямое отношение к формированию гранито-гнейсового слоя.

Вязкость адвектирующей толщи с помощью числа Рэлея

оценивается цифрой порядка  $10^{20}$  Па·с ( $10^{21}$  пуаз), что соответствует имеющимся оценкам вязкости природных толщ.

Длительность процесса адвекции, также оцененная по критерию Рэлея, составляет десятки миллионов лет, что соответствует средней продолжительности инверсионной стадии в различных геосинклиналях.

Хотя все эти количественные оценки весьма приближены, одно обстоятельство вселяет уверенность в соблюдении условий подобия при моделировании. Процесс метаморфогенной адвекции, равно как и имитирующая его в лаборатории тепловая конвекция, являются саморегулирующимися, поскольку для их возбуждения не требуется приложения внешних сил. Поэтому для соблюдения подобия оказывается достаточным равенство двух безразмерных параметров – степени инверсии плотности и числа Рэлея – в природе и лаборатории.

Примерное равенство чисел Рэлея при режиме линейной адвекции и конвекции, происходящих в достаточно узком диапазоне чисел Рэлея, выполняется автоматически.

Для осуществления равенства степени инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$ , которая в природных условиях имеет порядок  $10^{-1}$ , применялся эквивалентный материал с аналогичным свойством – сплав канифоли с машинным маслом. Эксперименты заключались в возбуждении тепловой конвекции в тонкослоистых образцах названного материала.

## АДВЕКТИВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

### СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ КАК РЕЗУЛЬТАТ АДВЕКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Некоторые характерные черты адвективных деформаций – грибообразная форма куполов, тектонические покровы, мелкая складчатость – были воспроизведены несколько ранее Х. Рамбергом (1970) при моделировании складчатых поясов с применением центрифуги. В основе этого моделирования также лежала идея об инверсии плотности в земной коре, обусловленная, по мнению автора, залеганием более тяжелой "симы" на более легком "сиале". Эта исходная предпосылка, на наш взгляд, выглядит более искусственной, чем метаморфогенная инверсия плотности. Она приводит к двуслойной модели адвекции, которая в данном случае представляет собой нестационарный лавинообразный процесс. При этом режим дилатации вообще отсутствует, поскольку плотность участвующих веществ все время остается неизменной, а режим линейной адвекции возможен лишь на самой начальной стадии. Кроме того, круглый стакан центрифуги даже в первом приближении далек по своей форме от геосинклинального прогиба, а отсутствие тонкой слоистости не позволяет судить о характерных деталях складчатой структуры. Эти ограничения нам удалось обойти.

Во всех без исключения модельных слоистых образцах в результате экспериментов, как уже отмечалось, возникла складчатость, линейная в плане. Этим было достигнуто соответствие между математической и физической моделью. Подобное соответствие объясняется тем, что была подобрана в подошве и кровле образцов такая разность температур (около  $5^{\circ}\text{C}$ ), которая лишь слегка превосходит критическую, отвечающую первому критическому числу Рэлея  $R_1$ , ниже которой образцы сохраняют механическую устойчивость.

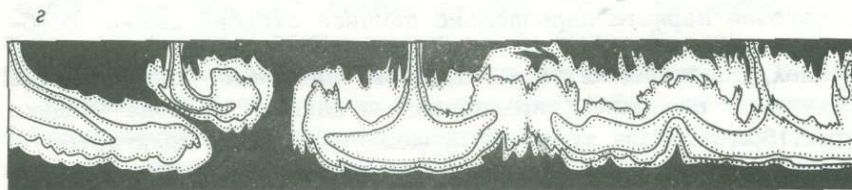
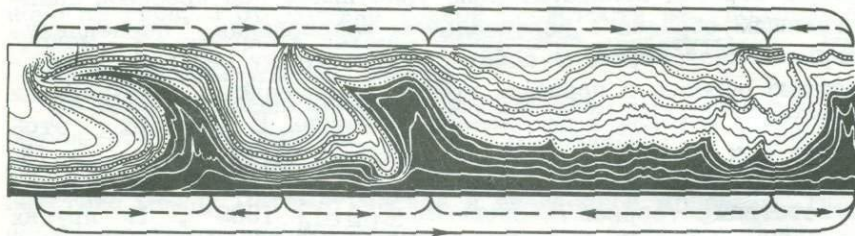
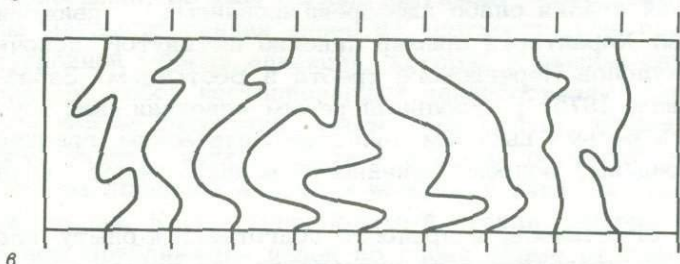
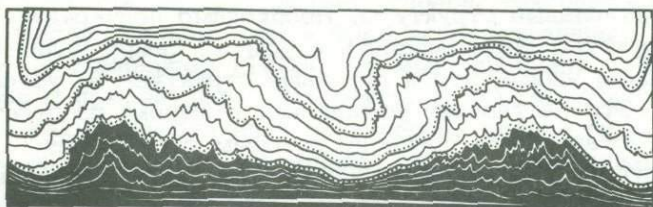
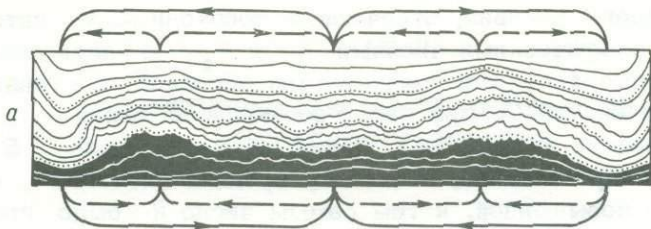
Режим линейной конвекции в слоистых образцах удалось воспроизвести лишь после предварительных экспериментов, в процессе которых методом последовательных приближений

были определены условия, отвечающие необходимому интервалу между критическими числами  $R_1$  и  $R_2$ . В частности, в некоторых опытах средняя температура образцов составляла не  $70^\circ$ , а только  $60^\circ\text{C}$ . При этом, несмотря на наличие разности температур в подошве и кровле образцов около  $5^\circ\text{C}$ , конвекция не происходила, поскольку средняя вязкость образцов была повышенной, и тем самым число  $R$  было понижено и не достигало критического значения  $R_1$ .

В других опытах в аналогичных образцах при средней температуре  $80^\circ\text{C}$  поддерживалась разность температур около  $20^\circ\text{C}$ . При этом было превышено критическое значение  $R_2$  и возникали купольные структуры. Необходимо подчеркнуть, что данные структуры формировались в том же самом удлиненном прямоугольном ящике, что и линейные структуры в условиях  $R_1 < R < R_2$ . Это заставляет усомниться в широко распространенных представлениях, согласно которым образование линейных структур происходит в удлиненных геосинклинальных прогибах, а гранито-гнейсовые купола возникают на догеосинклинальной стадии слабо дифференцированных движений земной коры. Характерен пример линейно вытянутой цепочки гнейсовых куполов Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье [Синица, 1975]; купольный режим адвекции явно обусловлен здесь весьма высоким палеогеотермическим градиентом ( $150$  град/км) вопреки линейности в плане более крупных структур.

Как уже отмечалось, в процессе подготовки к опыту слоистый образец предварительно уплотнялся под прессом, сдавливавшим образец в вертикальном направлении, перпендикулярно к слоистости. В одних случаях между верхней поверхностью образца и поршнем пресса помещалась алюминиевая пластина, которая и передавала давление. В образцах этой серии при конвекции возникли линейные структуры (рис.15, в,г), параллельные короткой стороне модельного ящика, в соответствии с теорией Л.Синджела [Segel,] 1969. В других случаях в качестве "передатчика давления" использовались деревянные бруски, которые накладывались сверху на образец наподобие паркета параллельно длинной стороне ящика. В об-

разцах, уплотненных таким образом, линейные конвективные структуры оказались параллельными длинной стороне ящика (рис.15, а,б). Если удлиненный модельный ящик имитирует в первом приближении линейный геосинклинальный прогиб, выполненный осадочной толщей, то уплотняющие бруски можно



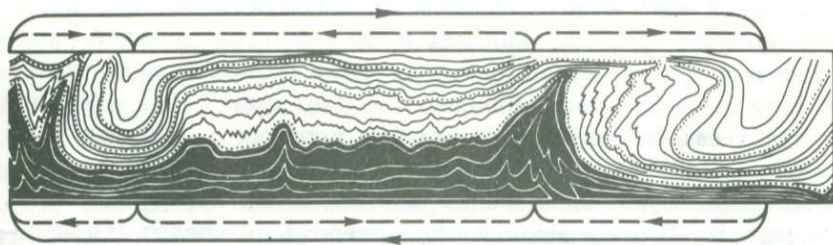


Рис. 15. Крупные линейные структурные формы и осложняющая их мелкая складчатость, возникающие в результате конвективного процесса в лабораторных слоистых образцах. По М. А. Гончарову и Ю. М. Горелову [1976]

Границы между пачками слоев обозначены точками; на модели г ввиду сложности складчатой структуры показаны только эти границы. Вне рамок моделей стрелками изображены кинематические схемы конвекции. На диаграмме под моделью б показано искривление первоначально вертикальных прямых

рассматривать как аналог блоков фундамента, разделенных продольными разломами и предопределяющих направление линейных адвективных структур.

### Два порядка структурных форм по их размерам и происхождению

Прежде всего хотелось бы обратить внимание на наличие структурных форм двух порядков, которые в дальнейшем будут именоваться, соответственно, "крупными" и "мелкими". Крупные поднятия – это "конвективные валы", которые обра-

зовались в местах восходящего конвективного потока. В разделяющих их крупных впадинах имел место нисходящий конвективный поток. Крупные структурные формы регистрируются по изгибанию целых пачек слоев (см.рис.12,15). Мелкая складчатость является осложнением крупных структурных форм и представляет собой изгибы отдельных слоев; ее возникновение обусловлено полем конвективных деформаций (см. рис.13,15). Наличие мелкой складчатости позволяет сопоставлять крупные структурные формы с природными антиклинориями и синклинориями, расстояние между которыми в первом приближении равно мощности адвектирующего метаморфического слоя и измеряется десятками километров. Так как мощность последнего обратно пропорциональна палеогеотермическому градиенту (см.табл.1 и 2), то следует ожидать, что расстояние между смежными антиклинориями и синклинориями, равно как и ширина последних, тем больше, чем меньше палеогеотермический градиент. Поскольку в антиклинориях обнажаются более древние и более метаморфизованные породы, а в синклинориях – менее древние и менее метаморфизованные, то часто понятие "антиклинорий" соответствует понятию "метаморфический пояс". А ширина метаморфических поясов, действительно, тем меньше, чем больше палеогеотермический градиент [Миясиро, 1976] .

Крупные структурные формы как аналоги антиклинориев и синклинориев. Крупные структурные формы как в математической, так и в физической моделях возникают при равномерном подогреве снизу. Это значит, что изотермы в процессе конвекции остаются практически горизонтальными. Лишь в областях восходящего потока существуют весьма слабые положительные температурные возмущения [Гершуни, Жуховицкий, 1972] или пологие термальные антиклинали. Однако именно эти возмущения, все время оставаясь слабыми, но устойчивыми, поддерживают стационарную конвекцию. В результате этого возникает весьма значительное искривление первоначально горизонтальных прослоев (см.рис.12 и 15).

Равномерный подогрев снизу вызывает региональный метаморфизм пород, характеризующийся наличием только вертикальной зональности. При этом границы метаморфических зон в первом приближении совпадают со стратиграфическими границами. Другими словами, имеет место строгая корреляция степени метаморфизма пород с положением их в разрезе, которая сохраняется и после складкообразования [Божко, Демина, 1974] .

Таким образом, рассматриваемые крупные положительные структурные формы, хотя в их ядрах и залегают более метаморфизованные породы, чем на их крыльях, являются тектоническими, а не термальными антиклиналями.

В морфологии крупных структурных форм (см.рис.12 и 15) необходимо отметить следующее:

1) они резко дисгармоничны, причем степень дисгармонии увеличивается по мере протекания конвекции и увеличения общей деформации (дисгармония не является следствием неоднородного состава сминающейся толщи, как это обычно считалось);

2) на первой стадии конвекции возникают сравнительно пологие синусоидальные структурные формы (см.рис.12,б и 15,а), амплитуда которых со временем увеличивается (см.рис. 12,в и 15,б);

3) по мере роста поднятия становятся гребневидными в нижней части и коробчатыми в верхней (см.рис.12,г,д и 15, в);

4) развитие конвективного процесса ведет к грибообразному разрастанию верхних частей поднятий; нижние части впадин образуют структуры "перевернутого гриба" (см.рис. 12,е,ж; 15,г);

5) в процессе конвекции значительным изменениям подвергаются мощности отдельных слоев и целых пачек. Эта тенденция появляется еще на ранних стадиях (см.рис.12,б,в и 15,а,б), усиливается на средней стадии (см.рис.12,г,д и 15,в) и достигает апогея на заключительной стадии (см.рис.12,е-ж и 15,г), когда сплошность слоев и пачек нарушается и наблюдаются изолированные выходы отдельных пачек (см.рис. 15,г). Весьма вероятно, что и природные адвективные движения вызывают существенное изменение мощностей слоистых толщ. Недоучет этого изменения может привести к ошибкам при анализе колебательных движений в складчатых областях и при попытках количественно оценить деформации слоистых толщ.

Как и следовало ожидать, математическая модель (см. рис.12) более "правильна", например, в смысле симметрии. В физической же модели (см.рис.15) больше отличительных особенностей, так что складчатая структура образцов весьма напоминает природную складчатую зону. На рис.15,в имеются участки, в пределах которых слоистые пачки залегают почти горизонтально, имитируя природные структурные ступени. Переход от одной ступени к другой осуществляется посредством

резкого увеличения крутизны залегания слоев. В этом отношении наиболее характерен центральный "антиклинорий" и смежные с ним "синклинории". В краевых частях образца наблюдается запрокидывание структур, направленное к его периферии, с тенденцией к образованию шарьяжей, что тоже характерно для природных складчатых областей.

Мелкая складчатость. Теперь рассмотрим поле деформаций, которые регистрируются по искривлению сетки. Неоднородность деформации проявляется в том, что разные квадраты первичной сетки (см. рис. 12, а) в процессе конвекции деформируются неодинаково. Квадраты, расположенные в нижней части поднятий и в верхней части впадин, испытывают сжатие в горизонтальном направлении и соответствующее вертикальное растяжение. Если мощности прослоев достаточно малы, а контраст вязкости прослоев разного состава достаточно велик, то при горизонтальном сжатии возникнет мелкая складчатость [Белоусов, 1971], причем зеркало складок будет параллельно одной паре сторон параллелограмма, в который превращается первичный квадрат, а осевые плоскости, а также параллельные им кливаж или сланцеватость — другой паре сторон (см. рис. 13).

Что касается квадратов, приуроченных к верхней части поднятий и к нижней части впадин, то они, напротив, испытывают в горизонтальном направлении растяжение. Содержащиеся внутри них прослои тоже растягиваются и уменьшаются в мощности; более вязкие прослои могут испытывать при этом разлинзование и будинаж. Эти условия благоприятны для возникновения сланцеватости или кливажа, параллельных слоистости.

Существенно и другое обстоятельство. В процессе конвекции квадраты не только деформируются, но и перемещаются с места на место в пределах конвективной ячейки. А это означает, что, во-первых, квадраты со временем поворачиваются вокруг оси, перпендикулярной к плоскости чертежа, а во-вторых, они попадают в область иного плана деформаций.

Более подробно вопрос о возникновении и эволюции мелкой складчатости в процессе адвективных движений рассматривается в разделе, посвященном складкообразованию в метаморфических комплексах, когда процесс адвекции заходит достаточно далеко и возникают складки нескольких генераций. Здесь же отметим наиболее общие особенности складчатых деформаций для тех случаев, когда до образования складок второй и последующих генераций дело не доходит (это характерно для складчатости осадочных толщ).

Сравним между собой ранние стадии конвекции (см. рис. 12 и 13, б, в и рис. 15, а, б). Из этого сравнения следует, что параллельно с развитием процесса конвекции деформация прослоев увеличивается, а интенсивность мелкой складчатости возрастает. Другими словами, нарастание интенсивности складчатости должно происходить одновременно с ростом антиклинорий, что и наблюдается в природе [Судовиков и др., 1970; Эз, 1976]. Аналогичную точку зрения высказывал и автор [Гончаров, 1965].

Другая особенность заключается в том, что в "одновозрастных" модельных прослоях интенсивность деформации и складчатости убывает по мере удаления от оси поднятия. Такая закономерность характерна и для природных антиклинорий. При приложении к осадочной толще внешних сил, например при сближении "литосферных плит", эта закономерность не должна была бы иметь место.

Из рис. 12 видно, что при конвекции все крупные слои удлиняются. В то же время их длина в нижней части поднятий уменьшается (в соответствии с увеличением высоты первичных квадратов). Это означает, что общее увеличение длины слоев происходит за счет их растяжения во впадинах, причем такое растяжение превышает уменьшение длины в поднятиях.

Однако мелкие прослои в нижней части поднятий не уменьшают свою длину, а сминаются в складки (см. рис. 13 и 15). Возникает вопрос, существует ли связь длины прослоев с величиной горизонтального сокращения и интенсивностью складчатости?

#### **Соотношение длины прослоев, величины горизонтального сокращения и интенсивности мелкой складчатости**

Данная проблема возникла еще в конце прошлого века, однако и поныне она не может считаться решенной. Предполагалось, что при горизонтальном сжатии слои испытывают изгиб и сминаются в складки, сохраняя первоначальную длину и мощность, а интенсивность складчатости, т.е. степень ее сжатости и крутизна крыльев, пропорциональны величине горизонтального сокращения.

Позже было обращено внимание на региональное распространение кливажа, параллельного осевым поверхностям складок. Это послужило стимулом для концепции "складок скальвания". Из последней следует, что слои как бы нарезаются поверхностями кливажа на тонкие пластины. Относи-

тельное смещение соседних пластин (простой сдвиг) приводит к искривлению слоев в складки. Однако, поскольку такое смещение параллельно осевой плоскости складки, то горизонтального сокращения не происходит, а складчатость возникает из-за удлинения слоев, которые вынуждены занимать прежнюю площадь. Степень "сжатости" и крутизна крыльев складок пропорциональны величине простого сдвига и удлинению слоев.

С концепцией "складок скалывания" нельзя согласиться по двум причинам. Во-первых, по деформации различных включений, конкреций и окаменелостей было установлено, что перпендикулярно к кливажу происходило сжатие пород. А из этого следует, во-первых, что аналогичным образом были ориентированы и сжимающие усилия, которые сами по себе не могут вызвать относительное проскальзывание кливажных пластин, так как в этом случае касательные напряжения на поверхностях этих пластин — поверхностях кливажа — должны равняться нулю. Однако имеются факты, подтверждающие смещения вдоль поверхностей кливажа. Более того, проскальзывание одной пластины относительно другой является чеобходимым элементом совершенствования кливажа при деформации [Лебедева, 1976]. Другие аргументы говорят в пользу того, что деформация, при которой развивался кливаж, представляла собой сочетание сплющивания кливажных пластин с их относительным проскальзыванием [Гончаров, 1977].

Если рассматривать только вязкие, "компетентные" слои и игнорировать процесс послойного перераспределения материала, происходящий в маловязких, "некомпетентных" слоях, то можно констатировать действие трех механизмов, по-разному влияющих на изменение мощности и длины слоев в процессе складкообразования:

1) при изгибе слоев их мощность и длина не изменяются. Степень сжатости складок, которая отражается в величине угла наклона слоев на крыльях, увеличивается по мере прогрессирующего горизонтального сокращения слоистого массива;

2) проскальзывание пластин кливажа параллельно осевой плоскости складок сохраняет неизменным другой параметр — горизонтальные размеры слоистого массива. Однако при этом, по мере прогрессирующего простого сдвига, происходит непрерывное уменьшение мощности слоев на крыльях складок и соответствующее увеличение длины слоев, а также возрастает угол наклона крыльев;

3) сплющивание пластин кливажа пропорционально величине горизонтального сокращения слоистого массива. Что касается мощности и длины слоев, то при углах наклона слоев меньше  $45^\circ$  мощность увеличивается, а длина уменьшается. При углах больше  $45^\circ$ , наоборот, уменьшается мощность и увеличивается длина. Необходимо отметить, что эта деформация не приводит к увеличению крутизны крыльев складок лишь при отсутствии первоначального наклона слоев; слои лишь равномерно увеличивают свою мощность и уменьшают длину. Если же в самом начале деформации слои были наклонены хотя бы под углом  $1^\circ$ , прогрессирующая деформация приводит к нарастанию крутизны крыльев. Что касается мощности слоев, то она, увеличиваясь до достижения крыльями угла наклона в  $45^\circ$ , а затем уменьшаясь, принимает первоначальное значение лишь при достижении угла наклона слоев, равного разности между  $90^\circ$  и первоначальным углом. Например, для указанного первоначального угла в  $1^\circ$  мощность станет первоначальной лишь при достижении крылом складки угла наклона в  $89^\circ$ . Поскольку такой крутизне слоев соответствует складка, угол между крыльями которой составляет всего  $2^\circ$ , весьма редкая в осадочных толщах, то можно заключить, что сплющивание пластин кливажа в общем увеличивает мощность и уменьшает длину слоев на крыльях складок. Этот эффект тем больше, чем больше складки отличаются от изоклинальных.

Из сказанного следует, что крутизна наклона крыльев и степень сжатости складок являются показателем величины горизонтального сокращения слоистого массива лишь в том случае, если имеется уверенность в происхождении складок исключительно путем изгиба слоев. Такая уверенность возникает при равенстве мощностей слоев в замках и на крыльях складок, т.е. когда складчатость относится к концентрическому, или параллельному, типу. Однако данная складчатость не может распространяться далеко вверх и вниз по разрезу и поэтому локальна. Регионально же развита подобная складчатость, у которой постоянна в замках и на крыльях осевая мощность, т.е. мощность, измеренная параллельно осевой плоскости складки.

Наиболее надежным показателем горизонтального сокращения слоистого массива является определение величины сплющивания, происходящего перпендикулярно поверхностям кливажа, с помощью природных индикаторов — конкреций, включений, окаменелостей и т.п., первоначальная форма ко-

торых известна. Это сплющивание начинается вместе с началом складчатой деформации или даже несколько опережая последнюю. Доказано, в том числе экспериментально, что на самых ранних стадиях сплющивания, когда еще отсутствуют складки и слои сохраняют горизонтальное положение, возникает кливаж в результате раздавливания маловязких включений, в том числе флюидной фазы [Лебедева, 1976].

Оценки деформации сплющивания кливажных пластин, параллельных осевым поверхностям складок, можно встретить во многих работах; к сожалению, они до сих пор не систематизированы. Тем не менее можно утверждать, что в большинстве случаев происходило сплющивание не более чем в два раза по отношению к первоначальным размерам. В качестве примера можно привести Сванетский антиклинорий на Большом Кавказе [Шолпо, 1975]. Примерно такова и величина сплющивания в горизонтальном направлении первичных квадратов в процессе конвекции (см. рис. 12).

Какую же степень сжатости складок или величину наклона их крыльев можно ожидать при сокращении в два раза первоначальных размеров слоистого массива? Ответ на этот вопрос зависит от того, какой из трех названных выше механизмов преобладает в складчатой деформации:

1) при изгибе с сохранением первоначальной мощности и длины слоев угол наклона крыльев складок не должен превышать  $60^\circ$ , чтобы обеспечить двукратное сокращение размеров слоистого массива. Соответственно угол между крыльями не должен быть меньше тех же  $60^\circ$ ;

2) если действует только механизм сплющивания кливажных пластин, то даже при явно завышенном значении первоначального угла наклона в  $10^\circ$  угол наклона крыла после двукратного сплющивания составит всего  $35^\circ$ ;

3) поскольку в складчатых областях углы наклона слоев на крыльях складок часто превышают не только  $35^\circ$ , но и  $60^\circ$ , то существенная роль должна быть отведена механизму относительного проскальзывания кливажных пластин, который в принципе может обеспечить любой наклон слоев без всякого горизонтального сокращения слоистого массива.

Однако, если первые два механизма представляют собой закономерную реакцию слоистой толщи на горизонтальное сжатие, то третий механизм не может быть прямым следствием этого сжатия. В рамках чисто механического подхода его "включение" в процесс можно объяснить неоднородностью

слоистой толщи [Белоусов, 1971] или неоднородностью ламинарного течения параллельно кливажу [Паталаха, 1970].

При метаморфогенной адвекции появляется важный фактор, который может стимулировать процесс осевого сдвига вдоль кливажа. Это — фильтрация флюидов, образовавшихся при метаморфических реакциях дегидратации и декarbonатизации. Весьма вероятно, что эта фильтрация происходит повсеместно, а концентрируется в зонах антиклинальных складок, аналогично скоплениям нефти и газа [Новоселов, 1975]. Избыточное давление флюидов в ядрах антиклиналей вносит в складкообразование элемент поперечного изгиба, т.е. изгиба, обусловленного вертикальными усилиями, в результате чего стимулируется процесс относительного проскальзывания пластин кливажа. Присутствие тех же флюидов уменьшает трение на поверхностях кливажа и тоже способствует проскальзыванию.

Все эти соображения побудили автора показать на рис. 13 более тесно сжатую складчатость, чем это обусловлено сплющиванием первичного квадрата и изгибом слоев с сохранением ими первоначальной мощности и длины. В экспериментах (см. рис. 15,а, б) это произошло само собой.

---

При возбуждении тепловой конвекции в тонкослоистых образцах при малом температурном градиенте возникла линейная в плане складчатая структура и при повышенном градиенте — купольная структура, что подтвердило выводы о влиянии палеогеотермического градиента на режим метаморфогенной адвекции.

На основании сопоставления результатов математического и физического моделирования установлено, что линейная складчатость представляет собой сочетание двух порядков структурных форм по их размерам и происхождению.

Крупные структурные формы являются отражением восходящих и нисходящих конвективных потоков и могут рассматриваться как аналоги природных антиклинорий и синклинорий. Осложняющая их мелкая складчатость возникает в поле конвективных деформаций на участках, в которых господствует горизонтальное сжатие.

Метаморфогенная адвекция, обусловленная избыточным обводнением толщ, происходит параллельно с интенсивной восходящей фильтрацией флюидов, находящихся под сверхвысоким

давлением. Весьма вероятно, что движение флюидов происходит не сплошным фронтом, а концентрируется в антиклиналях. В данном случае следует ожидать существенного увеличения вклада механизма относительного проскальзывания кливажных пластин (механизма "скалывания"). При этом крутизна крыльев складок оказывается больше, чем при действии одного только механизма изгиба, и умеренной величине горизонтального сокращения может соответствовать весьма интенсивная по своей амплитуде складчатость.

### **ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ АДВЕКТИВНЫЕ ДВИЖЕНИЯ КАК ПРИЧИНА АСИММЕТРИИ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ И СТРУКТУР**

В основу простейшей математической модели были положены некоторые допущения: 1) бесконечная протяженность горизонтального слоя конвектирующей жидкости, 2) наличие изотермических границ слоя, 3) наличие плоских границ слоя, 4) стационарность процесса конвекции. Следующий шаг нашего исследования — это анализ ситуации, которая возникает при несоблюдении перечисленных условий.

#### **Частные и общие адвективные движения при ограниченной ширине зоны адвекции**

Допущение о бесконечной протяженности конвектирующего слоя не означает абсолютно бесконечной длины слоя. Практически оно сводится к условию малости мощности слоя по отношению к его длине. Из рис. 15,в видно, что это отношение должно быть по крайней мере меньше 1:10, поскольку даже при таком соотношении, которое имеет место в указанной модели, влияние боковых границ весьма существенно даже для удаленных от них центральных частей модели.

Так как в природе горизонтальные размеры адвектирующих толщ всегда ограничены бортами прогибов, в которых эти толщи накапливались на доинверсионной стадии геосинклиналильного режима, то вопрос о соблюдении указанного выше условия небольшой мощности адвектирующей толщи по сравнению с шириной соответствующего прогиба становится актуальным. Даже если эта мощность составляет 10 км (а это далеко не самая большая возможная мощность адвектирующей толщи, см. табл. 2), то и в этом случае ширина про-

гиба должна превышать 100 км. Ясно, что это условие соблюдается в природе далеко не всегда. Поэтому возникает вопрос, как влияют боковые ограничения на процесс адвекции.

Для выяснения этого вопроса был проведен количественный геометрический анализ образцов (см. рис. 15); результаты сопоставлены с простейшей математической моделью (см. рис. 12). За основу был взят тот факт, что в процессе конвекции отдельные прослои хотя и изменяют свою мощность, но не изменяют свой объем. Следует отметить, что анализ производился уже при комнатной температуре, когда нагретые во время конвекции образцы остывали и возвращались к своему первоначальному объему.

В процессе анализа каждый прослой графическим путем разбивался на секции, равновеликие по объему. В вертикальном сечении, ориентированном вкрест простирания линейных конвективных структур (см. рис. 15), мерой объема служила площадь. Кривые, представляющие собой границы одноименных секций в различных прослоях и показанные на рис. 15,б, аналогичны кривым на рис. 12, которые вначале были вертикальными. Из рис. 15,б видно, что ориентировка этих кривых в общем параллельна осевым поверхностям мелких складок. Это служит подтверждением интерпретации деформации первичного квадрата со слоистой средой внутри (см. рис. 13).

Анализ деформаций, происходящих на ранней стадии конвекции (см. рис. 15,а), показал, что, как и в математической модели (см. рис. 12), имеются участки восходящих и нисходящих потоков вещества. Эти потоки осуществляют выжимание материала из-под прогибов и нагнетание его в зоны поднятий. На рис. 15,а общее направление движения вещества в конвективной ячейке показано пунктиром.

Однако, в отличие от математической модели, где все прогибы тождественны, в рассматриваемом образце в центральном прогибе кровля "черной" пачки слоев располагается выше, чем в краевых прогибах. Более того, мощность "черной" пачки в центральном прогибе не уменьшилась, как в краевых прогибах, а даже примерно на 10% возросла в процессе конвекции. Другими словами, кровля "черной" пачки испытала в этой зоне вовсе не опускание, а поднятие. Следовательно, вещество слоев участвует не только в конвективных движениях, обозначенных пунктиром, но также и в конвективных движениях, показанных сплошной линией. Эти движения образуют нисходящий поток вблизи

боковых границ образца и восходящий поток в его центральной части. Суммирование движений, обозначенных пунктиром, и движений, показанных сплошной линией, и дает нам полную картину конвективных движений.

Движения, обозначенные пунктиром, как и в математической модели, приводят к возникновению поднятий и впадин, которые на с.134 были сопоставлены с природными антиклинориями и синклинориями. Эти движения имеет смысл именовать "частными адвективными движениями". В противоположность последним, движения, показанные сплошной линией, можно назвать "общими адвективными движениями". Эти движения проявляются в выжимании материала из-под краевых прогибов. Благодаря им выжимаемый из-под прогибов материал нагнетается не только в зону смежных поднятий, как в процессе частных адвективных движений, а и в центральные участки образца. Структурные формы, создаваемые в процессе общих адвективных движений, можно сопоставлять с природными передовыми прогибами и мегантиклинориями.

В образце, изображенном на рис. 15,б, общие конвективные движения были менее интенсивными и проявились в асимметрии поднятий и впадин.

Если конвекция заходит дальше, то соответственно более ощутимыми становятся и результаты общих конвективных движений (см. рис. 15,в). Выжимание материала из-под краевых прогибов в центральные участки образца подавляет развитие других прогибов, которые формируются в результате частных конвективных движений. Поэтому вместо них между поднятиями возникают широкие зоны пологого залегания зеркала мелкой складчатости, подобные природным структурным ступеням. В пределах этих ступеней происходит сжатие слоистого материала в горизонтальном направлении и компенсирующее растяжение в вертикальном направлении. О последнем свидетельствует приблизительно равномерный подъем кровли "черной" пачки и увеличение ее мощности примерно вдвое по сравнению с первоначальной мощностью. То же относится и ко второй снизу пачке (границы между пачками показаны на рисунке точечным пунктиром).

Нагнетание материала в центральные участки образца приводит к компенсирующему течению материала в верхней половине образца. А именно, в этой верхней половине мощность верхних пачек уменьшается, а материал перемещается к периферии. В результате возникает резкая асимметрия краевых

поднятий и даже их "заваливание" в сторону краевого прогиба, лежащая складчатость; начинают формироваться тектонические покровы. Конечно, настоящие покровы в моделях не образуются из-за низкой вязкости материала и все деформации развиваются исключительно в пластической форме.

Соотношение вертикальных и горизонтальных адвективных тектонических движений определяется формой ячеек адвекции. Линии тока частных адвективных движений как в математической модели (см. рис. 11), так и в лабораторных образцах (см. рис. 15, пунктирные линии) показывают, что горизонтальные движения если и преобладают над вертикальными, то весьма незначительно. Напротив, в общих адвективных движениях резко преобладает их горизонтальная составляющая (см. рис. 15, сплошные линии).

Сопоставление лабораторных образцов с математической моделью показывает, что при прочих равных условиях наличие боковых ограничений конвектирующего слоя стимулирует общие конвективные движения. По-видимому, решающее значение имеет здесь то обстоятельство, что материал может выжиматься из-под краевых прогибов только в одну сторону — по направлению к центру образца. Выжиманию в другую сторону препятствует боковое ограничение (боковая стенка прибора). Роль такого ограничения в геосинклинальной области может выполнять соседняя платформа или срединный массив, особенно в том случае, когда границей служит глубинный разлом, обуславливающий резкое уменьшение мощностей доинверсионных толщ при переходе от геосинклинали к платформе или срединному массиву.

### **Горизонтальная неоднородность метаморфизма как причина преимущественно горизонтальных адвективных движений**

В метаморфических поясах довольно часто имеет место горизонтальная метаморфическая зональность, выраженная, в частности, в виде термальных антиклиналей [Миясиро, 1976; Ревердатто, 1974]. Обычно оси этих термальных антиклиналей тяготеют к зонам глубинных разломов [Маракушев, 1976]. Последние характеризуются повышенной проницаемостью и другими особенностями, усиливающими процесс метаморфизма [Летников, Шкандрий, 1976; Хлестов, 1975]. Некоторые авторы считают, что резкая горизонтальная неоднородность

температурного поля обусловлена наличием тепловых источников — магматических тел, имеющих вид вертикальной плиты, акмолита или штока [Ревердатто, 1974]. Расчеты распространения тепловых аномалий в окрестностях глубинного разлома [Шерман и др., 1973] показывают, что ширина этих аномалий минимальна у поверхности земной коры и границы Мохоровичича. Максимальная ширина зоны температурного влияния глубинного разлома, где разность температур может достигать  $100^{\circ}$ , составляет 25 км, а зоны с разностью температур в  $300^{\circ} - 10$  км.

Таким образом, горизонтальной неоднородности теплового поля и метаморфизма, существующей в земной коре, необходимо поставить в соответствие горизонтальную неоднородность подогрева снизу конвектирующего слоя в модели. Другими словами, следует рассмотреть случай с неизотермическими границами слоя [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. Неизотермичность границ слоя приводит к понижению устойчивости, т.е. к уменьшению критического значения  $R_1$  и к увеличению критической длины волны конвективного возмущения. В предельном случае резкой неизотермичности  $R_1$  убывает даже при обеих твердых границах слоя до значения  $R_1 = 0,72 \cdot 10^3$  (при изотермических границах  $R_1 = 1,7 \cdot 10^3$ ), а критическая длина волны стремится к бесконечности.

Понижение критического значения  $R_1$  несущественно, поскольку порядок этой величины остается прежним —  $10^3$ . А вот возможность практически беспредельного увеличения длины волны конвективного возмущения чрезвычайно существенна. Как считают Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкий (1972) это приводит к резкому преобладанию горизонтальных конвективных движений над вертикальными, т.е. как раз к той особенности этих движений, которая характерна для общих конвективных движений и отличает их от частных конвективных движений.

В отличие от простейшего случая с изотермическими границами, в данной ситуации интегрирование поля скоростей частиц сопряжено с большими математическими трудностями. Поэтому для анализа поля конвективных деформаций был поставлен специальный эксперимент. Слоистый образец имел те же размеры, что и в серии экспериментов, описанных на с.133, но состоял из 8 пар чередующихся темных и светлых прослоев того же эквивалентного материала, аналогичных 8 прослоям простейшей математической модели (см.

рис. 12). Однако, в отличие от предыдущей серии экспериментов, в данном случае дном модельного ящика служила не сплошная алюминиевая пластина, а пластина из дерева, в середине которой была вмонтирована узкая пластинка из алюминия. Во всем остальном условия эксперимента были сохранены.

Созданные условия неизотермичности нижней поверхности образца вызвали в последнем конвекцию (рис. 16,а). Как и в предыдущей серии экспериментов, конвекция происходила в форме линейно вытянутого конвективного вала; при этом линейная структура была ориентирована вдоль длинной стороны образца. Однако, в отличие от предыдущих экспериментов, при наличии линейно вытянутой в плане температурной аномалии (термальной антиклинали) возникло только одно широкое поднятие и два краевых прогиба. Последние явно обусловлены боковыми стенками прибора, они как бы "прижаты" к этим стенкам. По-видимому, при отсутствии стенок центральное поднятие было бы значительно шире [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. Однако даже и при боковых ограничениях расстояние между осями впадин и поднятия почти в два раза превышает мощность конвектирующего слоя, в отличие от условия изотермичности границ, когда эти величины примерно одинаковы (см. рис. 12 и 15; а,б).

Обращает на себя внимание высокая степень симметрии структуры образца. Поэтому для анализа конвективных деформаций можно ограничиться только его одной половиной. Были построены кривые, которые разделяют каждый слой на равновеликие по площади секции (рис. 16,б). Эти линии в начале деформации были вертикальными, аналогично линиям простейшей математической модели (см. рис. 12).

В соответствии с интерпретацией деформации первичного квадрата со слоистой средой внутри (см. рис. 13), которая подтвердилась в результате геометрического анализа деформаций в слоистом лабораторном образце (см. рис. 15,б), в тех участках модели, где прослой испытали сокращение длины и соответственное увеличение мощности, показана складчатость общего смятия. Зеркало складок параллельно границам прослоев, а осевые поверхности складок параллельны кривым, которые в начале деформации были вертикальными. Дисгармония между ровными границами прослоев и внутренней складчатостью условна и сохранена на рис. 16,б только для наглядности. При отсутствии тонкой внутренней слоистости,

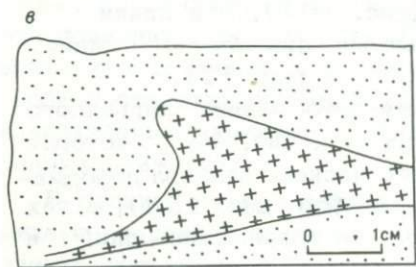
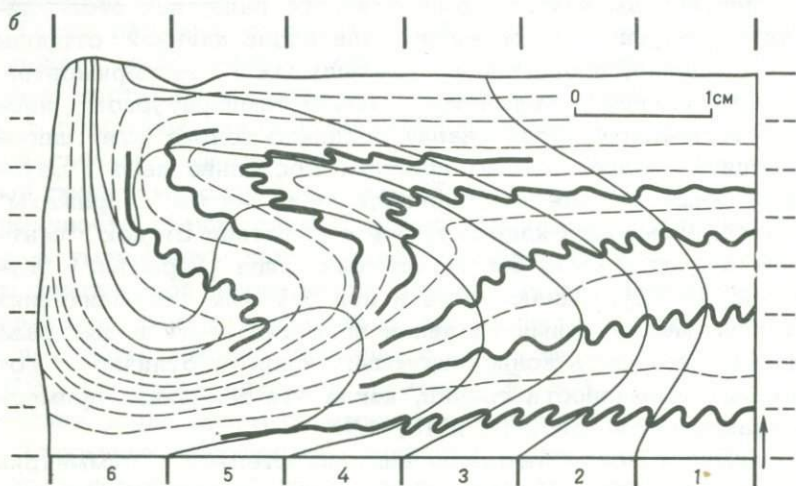
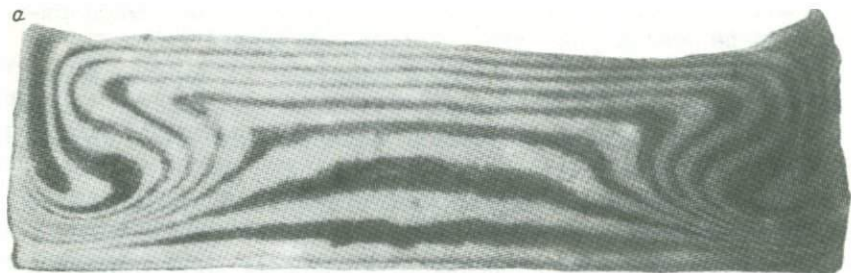


Рис. 16. Конвективные деформации при неравномерном подогреве снизу

а - общий вид слоистого образца после опыта; б - реконструкция искажений первоначально прямоугольной сетки в левой половине образца методом равноплощадных секций; стрелкой обозначена зона максимального теплового потока; жирные линии символизируют

мелкую складчатость, формирующуюся в сечениях, испытавших горизонтальное сжатие; в - зона наиболее интенсивной кристаллизации первоначально аморфной канифоли (кресты), приуроченная к участкам продольного по отношению к слоистости сжатия; область менее интенсивной кристаллизации обозначена точками

как это имело место в эксперименте, прослой эквивалентного материала испытывают лишь равномерное утолщение (см. рис. 16,а). При наличии же тонкой слоистости образуется мелкая складчатость, и равномерное утолщение испытывают не отдельные прослой, а целые пачки. Это утолщение регистрируется по расстоянию между зеркалом мелкой складчатости в подошве и кровле пачек (см. рис. 15). Поэтому границы относительно толстых прослоев на рис. 16,б соответствуют зеркалу мелкой внутренней складчатости.

По краям рис. 16,б показано первоначальное положение прослоев и перпендикулярных к ним первично вертикальных линий; это — начало отсчета для регистрации перемещений и деформаций.

При анализе структуры образца выявлены следующие особенности конвективных деформаций, возникающие в условиях неизотермичности нижней границы конвектирующего слоя:

1) ось поднятия соответствует узкой зоне максимального прогрева образца;

2) амплитуда горизонтальных перемещений примерно в 4 раза превосходит амплитуду вертикальных перемещений. Если, как и выше, предположить мощность адвектирующей толщи, равной 20 км, то максимальная амплитуда вертикальных перемещений в зоне максимального прогрева составит 5 км, а максимальная амплитуда горизонтальных перемещений в кровле толщи — 20 км. При этом размах горизонтальных движений ограничен боковой стенкой образца и в принципе может возрастать беспредельно [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. Преобладание горизонтальных движений над вертикальными дает основание отнести рассматриваемые движения к категории общих адвективных движений;

3) в нижней и средней частях зоны восходящего конвективного потока, которая охватывает примерно половину расстояния от термальной оси до края образца (т.е. приблизительно 30 км в ширину и 12 км по вертикали в принятом масштабе), имело место горизонтальное сокращение слоистого массива. Величина сокращения колеблется от 1,5 до 2,5 раз по отношению к первоначальным размерам. В результате сокращения возникает складчатость, интенсивность которой максимальна в районе термальной оси;

4) весьма значительное горизонтальное сокращение имеет место в краевом прогибе (однако оценивать его интенсивность количественно вряд ли имеет смысл, так как очень велико влияние боковой стенки);

5) на периферии складчатой зоны возникает лежащая и перевернутая складчатость. Этот участок в принципе может быть ареной развития тектонических покровов, если вещество способно не только к пластическим, но и к разрывным деформациям. Такие покровы могут быть отнесены к пеннинскому типу, поскольку они имеют небольшую вертикальную составляющую перемещения, направленную вверх, а также осложнены лежащей складчатостью. Что касается горизонтальной составляющей, то при ее оценке следует соблюдать осторожность, поскольку ниже располагается участок, который испытывал горизонтальное перемещение в противоположном направлении;

6) верхняя часть образца испытала главным образом горизонтальные перемещения, направленные от термальной оси к периферии. При этом в секциях 1-2 одновременно с перемещением происходило значительное горизонтальное растяжение прослоев эквивалентного материала. В секции 3 это растяжение не столь значительно, но зато данный участок испытал максимальное горизонтальное смещение. При этом наблюдается тенденция к некоторым нисходящим движениям. Если материал способен к разрывным деформациям, то прослой секции 3 могут быть уподоблены покровам гельветского типа, которые обычно представляют собой пластины слабо деформированных пород с тенденцией к нисходящим движениям. "Покровы" гельветского типа в модели располагаются несколько ближе к краю образца, чем описанные выше "покровы" пеннинского, что характерно и для природных складчатых областей;

7) нижняя часть образца соприкасается с твердым "фундаментом" и поэтому как бы "прилипает" к нему. Вследствие этого максимум центростремительного горизонтального течения располагается на некотором удалении от этой твердой границы, и происходит характерное искривление первично вертикальных линий. Поскольку эти линии параллельны осевым поверхностям мелких складок, то "антиклинорий", располагающийся в зоне восходящего конвективного потока, имеет различную структуру на разных уровнях. В нижней части его структура синвергентна, т.е. вергенция складок направлена к оси "антиклинория". В верхней же части структура антивергентна. В природных условиях "прилипание" адвектирующей толщи к фундаменту, по-видимому, осуществляется довольно часто. В качестве фундамента может выступить не только

собственно кристаллический фундамент геосинклинали, но и любые толщи, не участвующие в процессе адвекции (базитовое основание геосинклинали чехла, гранулитобазитовый слой и т.п.).

Таким образом, возбуждение конвекции посредством неравномерного нагревания основания конвектирующего слоя вызывает целый спектр деформаций, сходных с деформациями, развитыми в геосинклинали областях. Неравномерному нагреванию в лаборатории соответствует горизонтальная неоднородность метаморфизма в природе. Некоторые авторы [Белевцев, 1976; Глебовицкий и др., 1971; Судовиков и др., 1970] считают, что горизонтальная метаморфическая зональность, действительно, сочетается с закономерной вергенцией складчатости и тектоническими покровами; другие идут еще дальше и развивают идеи о механизме глубинного поддвига.

В.Е. Хаин (1969) считает, что геосинклинали складчатость и значительная часть шарьяжей сформированы под действием общего сжатия, направленного на глубине к оси складчатых сооружений, а в приповерхностной зоне — в сторону платформ.

И.И. Белостоцкий [1976] указывает, что при всей сложности обстановки шарьяжеобразования могут быть определены достаточно четко его ведущие факторы: 1) глубинный подвиг под геосинклинали, 2) сильнейшее тангенциальное сжатие "корневых зон" шарьяжей. Поддвиговый механизм сочетается с приповерхностным движением шарьяжей к периферии геосинклинали системы. При этом важная роль отводится перешарьяжным депрессиям, куда "обрушается" материал шарьяжей. Нетрудно видеть, что все элементы этой концепции имеются в нашей модели (см. рис. 16,6), в том числе и "обрушение" шарьяжей в периферическую депрессию. Сходного мнения придерживается С.В. Руженцев [1972].

А.И. Суворов (1976), отмечая, что амплитуда наиболее крупных горизонтальных перемещений всюду сохраняет один и тот же порядок — десятки, реже первые сотни километров, считает, что эти перемещения — явление не глобальное, а очаговое, обусловленное глубинными физико-химическими процессами в каждом отдельном регионе. Основываясь на данных по многочисленным регионам, он приходит к выводу, что ведущим механизмом деформаций является латеральное глубинное перераспределение вещества земной коры и верх-

ней мантии — его отток из-под депрессий и нагнетание в поднятия. В результате в зонах поднятий происходит горизонтальное сжатие с формированием линейной складчатости, взбросо-сдвигов и покровно-надвиговых структур, а в зонах депрессий — горизонтальное растяжение и простые деформации при доминирующей роли сбросо-сдвигов и сбросо-раздвигов. Эти движения и деформации соответствуют движениям и деформациям эквивалентного материала в нижней части нашей модели (рис. 16,б), верхняя же часть модели имитирует денудацию и аккумуляцию осадков, о чем речь пойдет ниже.

Указанные выше авторы описывают в основном лишь кинематику глубинного поддвига. Причины же этого процесса рассматриваются, в частности, Г. Д. Ажгиреем [1977], который считает, что одной из движущих сил данного механизма может быть усиление теплового потока в осевой зоне геосинклинального прогиба на инверсионной стадии. При этом геосинклинальный фундамент, кровля которого воздымается по направлению к бортам прогиба, нагревается, становится пластичным и под действием силы тяжести должен течь в сторону оси прогиба, что и вызывает глубинный подвиг, складчатость, образование шарьяжей и т. п.

Предлагаемый нами механизм глубинного поддвига, в сущности говоря, во многом сходен с моделью Г. Д. Ажгирея. Отличие заключается в том, что в модели, изображенной на рис. 16,б, движение происходит при первоначально горизонтальном расположении слоев, Главная же движущая сила — та же, что и у Г. Д. Ажгирея — сила тяжести, восстанавливающая равновесие, нарушенное термальными процессами.

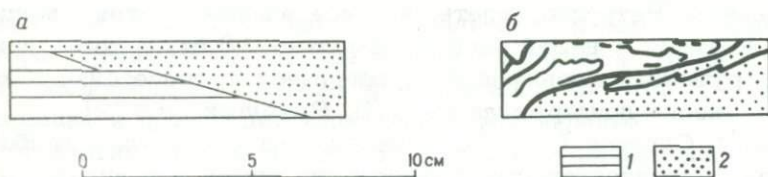


Рис. 17. Глубинный подвиг и шарьяжеобразование (б) при первоначально наклонной (а) границе более легкого (1) и более тяжелого (2) эквивалентного материала. По Кр. Дж. Тэлботу [1974]

Ширина сечений зависит от степени их близости к центру круглого в плане центрифугируемого образца

Сходные результаты – глубинный подвиг и формирование шарьяжей (рис. 17) – получены Кр. Дж. Тэлботом [Talbot, 1974]. Вместо неравномерного нагрева этот исследователь использовал клиновидные тела легких жидкостей, перекрытых более тяжелыми.

### Деформация кровли адвектирующей толщи в сочетании с денудацией и осадконакоплением

В простейшей математической модели и в экспериментах верхняя граница конвектирующего слоя была свободной, т. е. на ней отсутствовали касательные напряжения. В то же время она в процессе конвекции сохраняла первоначально плоскую форму. В действительности свободная поверхность под действием возмущений должна деформироваться. Степень этой деформации определяется так называемым гравитационным параметром [Гершуни, Жуховицкий, 1972]:

$$\gamma = \frac{\nu \chi}{g h^3} \quad (1)$$

Гравитационный параметр  $\gamma$  безразмерен.

Сравнивая выражение (1) с числом Рэлея (6) на с.67 нетрудно заключить, что число Рэлея можно представить как частное от деления степени инверсии плотности  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  на параметр  $\gamma$  :

$$R = \frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot \frac{1}{\gamma} \quad (2)$$

Поскольку ранее в наших рассуждениях фигурировали оценки  $R \sim 10^3$  и  $\frac{\Delta \rho}{\rho} \sim 10^{-1}$ , то согласно формуле (2) оценка гравитационного параметра  $\gamma$  как для природной адвекции, так и для имитирующей ее экспериментальной тепловой конвекции составляет величину порядка  $10^{-4}$ . В то же время из теории тепловой конвекции [Гершуни, Жуховицкий, 1972] следует, что эффект деформируемой свободной поверхности заменен лишь при условии  $\gamma > 10^{-3}$ . Таким образом, в интересующем нас случае этот эффект незначителен. Действительно, во всех экспериментах верхняя поверхность образцов оставалась плоской. Это означает, что скорость конвекции, определяемая в первую очередь разностью плотностей  $\Delta \rho$ , оказалась недостаточной для формирования устойчивых возмущений поверхности образцов, и эти возмущения сразу же "расползались" под действием силы тяжести. Скорость этого

расползания в первую очередь определяется вязкостью материала, входящей в числитель выражения (2) для  $\gamma$ .

Следовательно, растущие адвективные поднятия не могут иметь отражение в рельефе геосинклинальной области на инверсионной стадии ее развития. Это находится в соответствии с геологической историей развития центральных поднятий, которые являются поверхностным отражением адвективных глубинных диапиров.

В то же время история развития центральных поднятий свидетельствует о том, что они в процессе своего роста не только расползались под действием силы тяжести, но и денудировались, а обломочный материал сносился в соседние краевые прогибы, образуя верхнетерригенную формацию [Белюсов, 1976]. То, что денудация происходит быстрее гравитационного расползания, подтверждается данными геоморфологии.

Соотношение процессов денудации, переноса осадков и седиментации с адвективными движениями — это тема специального исследования. Если продолжать аналогию между адвекцией в твердой земной коре и конвекцией в жидкости, то в качестве аналога денудации и аккумуляции может фигурировать испарение жидкости в зонах поднятий и конденсация возникающего газа в зонах погружений.

Эта концепция преодолевает затруднение, характерное для всех "гравитационных" теорий складкообразования, которые, вопреки реальной истории развития складчатых областей, исходят из предположения об обязательности поднятия, выраженного в рельефе, которое затем в сочетании с силой тяжести способствует формированию складчатости. По этой концепции растущее поднятие, не успевающее проявиться в рельефе из-за расползания или денудации, тем не менее сопровождается складкообразованием, в том числе и в своей центральной части.

Рассмотрим две принципиально различные формы переноса вещества горных пород в верхней части адвектирующего слоя.

Одна форма уже разбиралась. Это тот случай, когда траектории движения частиц находятся внутри адвектирующей толщи (см. рис. 11,б, 12, 15, 16). При этом в зоне верхнего горизонтального потока вещество перемещается, как и в других участках, в твердом состоянии по законам механики сплошных сред. Над поднятиями возникает зона горизонтального растяжения, над впадинами — зона горизонтального сжатия, а между ними — область горизонтального перемещения,

где развиваются лежащая складчатость и шарьяжи. Именно последние и представляют собой основной механизм горизонтального адвективного потока. Все это происходит в приповерхностных зонах земной коры, но без всякого участия денудации и аккумуляции. Лишь на орогенном этапе зона шарьяжей вскрывается денудацией и становится доступной для исследования. Такая картина имела место, например, в Альпах.

Другая форма горизонтального переноса вещества — это денудация в областях центральных поднятий, транспортировка осадков и их аккумуляция в областях краевых прогибов. Денудация заменяет здесь растяжение, а аккумуляция — сжатие, которые характерны для верхней части адвектирующей толщи. Таким образом, траектории движения вещества здесь частично располагаются в пределах гидросферы и атмосферы (рис. 18, а). Денудация и аккумуляция отражены на рис. 18, б–г, которые представляют собой некоторое видоизменение стадий рис. 12, б–г.

Для рассматриваемой формы адвективных тектонических движений характерны следующие особенности:

1) увеличение отношения расстояния между смежными поднятиями и впадинами к мощности адвектирующей толщи;

2) отсутствие шарьяжей, в первую очередь поверхностных гольветского типа, поскольку горизонтальная транспортировка материала происходит в пределах гидросферы и атмосферы в виде переноса обломочных частиц;

3) денудация материала в областях поднятий и вскрытие глубинной складчатой структуры;

4) накопление верхнетерригенной формации в областях впадин, синхронные со складкообразованием в зоне поднятия;

5) смятие в складки верхнетерригенной толщи в прогибах. Поскольку сама эта толща накапливалась одновременно со складкообразованием в зоне поднятия, то можно говорить о миграции фаз складкообразования по направлению к периферии центрального поднятия, что тоже характерно для природных складчатых областей;

6) закономерное изменение интенсивности складчатости в прогибах (вниз по разрезу эта интенсивность увеличивается, а еще ниже снова уменьшается, так как в нижней части впадин господствует обстановка горизонтального растяжения);

7) горизонтальное перемещение подошвы вновь образуемых осадков в сторону оси прогиба. В результате создается впечатление, что каждый новый этап осадконакопления проис-

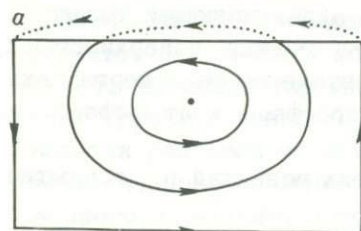
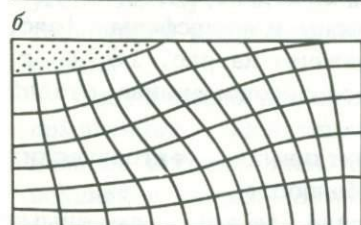
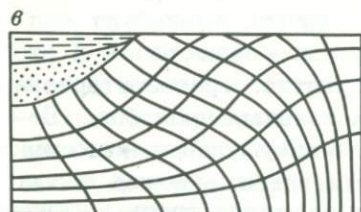
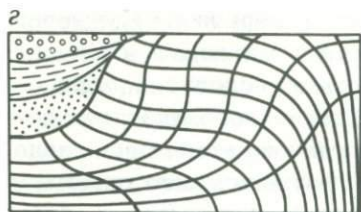


Рис. 18. Модификация модели адвекции (см. рис. 11, б и 12) применительно к денудации в областях поднятий и осадконакоплению во впадинах  
 а — траектории движения элементарных объемов горных пород в виде сплошной среды ниже земной поверхности (сплошные линии) и в виде обломочных частиц выше земной поверхности (прерывистые линии); б — г — последовательные стадии процесса

ходит на более широкой площади. Однако это впечатление "трансгрессивности" осадочной толщи только кажущееся. Не исключено, что его имеет смысл учитывать при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях.

Сочетание обеих названных форм переноса вещества горных пород в верхней части адвектирующей толщи может приводить к олистостромово-олистолитовой седиментации в периферийных депрессиях.

### Подъем геозотерм и нестационарность процесса адвекции

Нестационарность адвективного процесса может иметь место из-за низкой теплопроводности горных пород и подъема геозотерм на инверсионной стадии геосинклинально-

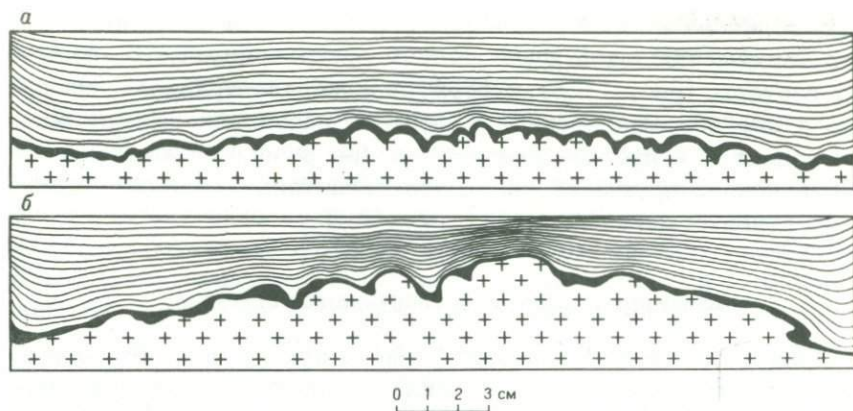


Рис. 19. Прогрессирующий подъем фронта конвекции в лабораторных слоистых образцах. Эксперименты выполнены Н.Б. Лебедевой и В.Г. Талицким (1977 г.)

а — конвекция только в нижней части образца при подогреве снизу в течение 3 часов; б — вовлечение в конвекцию также и верхней части образца при увеличении продолжительности подогрева до 5 часов. Крестиками помечены участки, в которых возникла очень сложная складчатая структура

го режима в течение некоторого отрезка времени. В качестве примера можно привести прекрасно аргументированную концепцию С.М. Синицы [1975] о становлении теплового поля в связи с развитием гнейсовых куполов Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье.

В лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ Н.Б. Лебедевой и В.Г. Талицким начато исследование по проблеме связи эволюции теплового режима с адвективными движениями.

В отличие от описанных выше экспериментов, в опытах Н.Б. Лебедевой и В.Г. Талицкого слоистые образцы подогревались только снизу. Из-за низкой теплопроводности эквивалентного материала — сплава канифоли с машинным маслом — подъем изотер происходил достаточно медленно. В некоторый момент времени в нижней части образца началась конвекция (рис. 19,а). Верхняя половина образца в конвекции не участвовала. В данном эксперименте подогрев поддерживался в течение 3 часов.

В другом эксперименте, когда длительность подогрева аналогичного образца составила 5 часов, в процесс конвек-

ции, вслед за нижней половиной образца, была вовлечена и его верхняя половина в результате прогрессирующего подъема изотерм (рис. 19,б). Сформировались центральное поднятие и два краевых прогиба. При этом расстояние между осями поднятия и прогиба примерно в три раза превосходит мощность конвектирующего слоя, что свидетельствует об общих конвективных движениях.

### Асимметрия складчатых сооружений и структур

Понятие о симметрии складчатых структур является одним из важных аргументов при анализе складчатых движений. При наличии симметрии можно говорить о строго горизонтальном или строго вертикальном направлении действия складкообразующих сил.

В то же время о симметрии складчатых структур нельзя говорить безотносительно к масштабу последних. Например, антиклинорий может быть симметричен, а слагающие его складки — асимметричными.

Как уже отмечалось, общие адвективные движения приводят к формированию мегантиклинорий, частные адвективные движения порождают антиклинории и синклинории, а поле адвективных деформаций выражается в возникновении мелкой складчатости. Механизм общих адвективных движений таков, что при общей симметрии мегантиклинория отдельные антиклинории и синклинории асимметричны (см. рис. 15,а-в). В свою очередь симметрия антиклинория сочетается с асимметрией мелких складок (см. рис. 12, 13).

Вопрос о взаимной обусловленности степени симметрии складчатых структур разного порядка требует специального освещения. Мы рассмотрим здесь лишь один случай, когда зеркало мелкой складчатости характеризуется на значительном протяжении пологим или горизонтальным залеганием, а сами мелкие складки асимметричны. В природных складчатых комплексах пологое зеркало складчатости наблюдается на так называемых структурных ступенях, ограниченных участками резкого воздымания зеркала. Описанные выше эксперименты показали, что протяженные участки с пологим зеркалом мелкой складчатости возникают лишь как результат общих адвективных движений, в которых преобладает горизонтальная составляющая (см. рис. 15,в, 16,б).

На рис. 16,б видно, что в процессе общих адвективных движений в результате неравномерности горизонтального те-

чения появляется закономерная вергентность мелкой складчатости. Возникает вопрос, каково поле напряжений, в котором эта складчатость сформировалась.

Если сама мелкая складчатость обусловлена горизонтальным сокращением слоистого массива, то ее вергенция — сдвигаем в горизонтальном направлении кровли слоистой толщи относительно ее подошвы. Таким образом, поле напряжений, в обстановке которого формируется мелкая складчатость, характеризуется некоторым отклонением оси максимального сжатия от горизонтального направления и оси максимального растяжения от вертикального направления. Как же должна реагировать горизонтально-слоистая толща на сжатие, ось которого ориентирована под некоторым углом к слоистости? Ответить на этот вопрос далеко не просто. В теории складкообразования и в соответствующих экспериментах обычно рассматриваются два крайних случая — продольное сжатие с возникновением симметричных складок и поперечное к слоистости сжатие, в результате которого формируются структуры тектонического разлинзования и будинажа. Весь спектр промежуточных ситуаций с диапазоном угла между осью сжатия и слоистостью от 0 до  $90^{\circ}$  совершенно не исследован.

Между тем в природе довольно часто встречаются асимметричные складки. Геологи чаще всего обращают внимание на вергенцию складок, т.е. на наклонное положение их осевой поверхности. Однако такая вергенция сама по себе еще не свидетельствует о "косом" по отношению к слоистости сжатии. Она может быть следствием постскладчатого поворота всего массива в результате неотектонических движений.

Но существует и собственно асимметрия складок независимо от их вергентности [Гончаров, 1963, 1965, 1971]. Она заключается в том, что складки такого типа асимметричны относительно их осевой плоскости. Прежде всего осевая плоскость не является биссекторной и не делит угол складки пополам, как в симметричных складках, а образует меньший угол с тем из крыльев, слой на котором более тонкие, чем на противоположном крыле. Соответственно противоположные крылья асимметричных складок имеют разную длину и отличаются по ряду других признаков (рис. 20).

Установлено, что асимметричные складки распространены в природе гораздо шире, чем предполагалось ранее [Гончаров, 1977]. По-видимому, именно складки такого рода и образуются в обстановке сжатия, ориентированного косо по от-

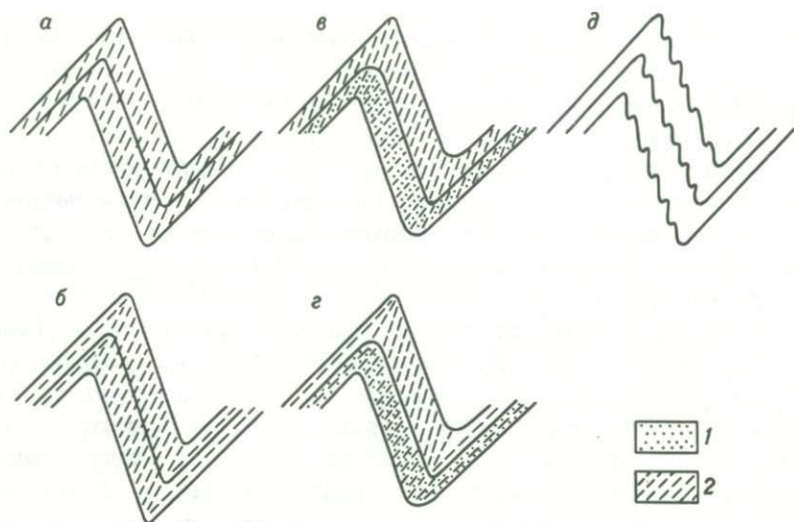


Рис. 20. Различные типы асимметричных складок  
 1 - более вязкий слой; 2 - кливаж

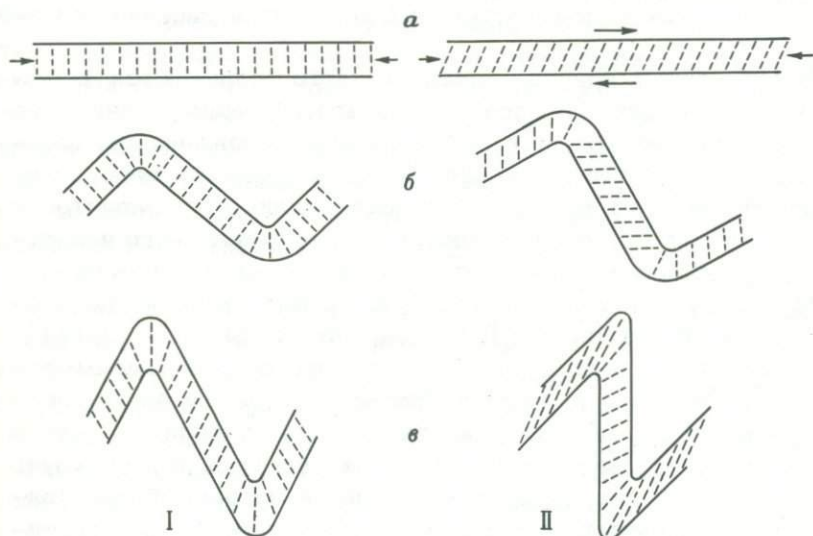


Рис. 21. Сочетание горизонтального сжатия со сдвигом ("косое сжатие") как возможная причина развития асимметрии складок

I - развитие симметричных складок по схеме Н.Б. Лебедевой [1976], II - развитие асимметричных складок. Прерывистые линии - кливаж

ношению к слоистости. В частности, если принимать во внимание теорию и эксперимент Н.Б. Лебедевой (1976), согласно которым кливаж возникает на самой ранней стадии складкообразования перпендикулярно оси сжатия, и лишь потом разворачивается при изгибе слоев, образуя веер (рис. 21, I), то при косом сжатии можно ожидать, что кливаж в самом начале деформации расположится косо по отношению к слоистости, и в результате появятся асимметричные складки (рис. 21, II). Асимметричные мелкие складки возникали и в экспериментах (см. рис. 15, в).

Асимметричные складки заслуживают специального теоретического и экспериментального изучения. Они со временем могут послужить в качестве индикаторов ориентировки осей напряжений в самом начале складкообразования. Это важно и потому, что складчатость — это результат пластической деформации, конечная ориентировка осей которой часто не совпадает с ориентировкой осей напряжений.

---

Природные условия накладывают определенный отпечаток на характер адвективных тектонических движений. Ограниченная ширина зоны адвекции, горизонтальная неоднородность метаморфизма, деформация кровли адвектирующей толщи и нестационарность процесса адвекции являются причинами возникновения той разновидности движений, которые целесообразно именовать общими адвективными движениями. Эти движения представляют собой весьма существенное дополнение к адвективным движениям, которые можно называть частными.

Если частные адвективные движения характеризуются примерным равенством вертикальной и горизонтальной компонент, то в общих адвективных движениях существенно преобладает их горизонтальная составляющая. В отличие от частных движений, создающих антиклинории и синклинории, общие движения ответственны за возникновение мегантиклинориев, структурных ступеней, тектонических покровов, а также асимметрии складчатых сооружений и структур.

Верхний горизонтальный адвективный поток может происходить в двух формах. Одна форма — горизонтальное растяжение на сводах поднятий в сочетании с латеральным перемещением вещества в твердом состоянии (в частности, в виде тектонических покровов) и со складкообразующим сучи-

ванием его во впадинах. Другая форма — денудация на сводах поднятий, латеральная транспортировка и осадконакопление во впадинах. Сочетание этих форм приводит к олистостромово-олистолитовой седиментации в перишарьяжных депрессиях.

#### СПЕЦИФИКА АДВЕКТИВНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТОЛЩАХ

При описании складкообразования нами не проводилось различия между складчатостью в неметаморфизованных и метаморфических комплексах, но было подчеркнуто, что рассматриваются складчатые деформации, происходящие на ранних этапах процесса адвекции (см. рис. 12 и 13,б-г; 15,а-в). В то же время на этих этапах амплитуда поднятия глубинного диапира не очень велика, а высокометаморфизованные толщи еще остаются на достаточно больших глубинах. Поэтому в тех складчатых областях, где адвекция не зашла слишком далеко, вблизи поверхности обнажаются менее метаморфизованные или совсем не метаморфизованные толщи, смятые в складки.

Однако в других случаях процесс адвекции идет дальше и соответствует экспериментальным этапам, отраженным на рис. 12 и 13,д-ж и 15,г; при этом высокометаморфизованные комплексы приближаются к земной поверхности и становятся доступными для изучения. Остановимся на особенностях их структуры и сопоставим их со структурой моделей.

В настоящее время структура высокометаморфизованных комплексов привлекает пристальное внимание геологов. Уже появились обобщенные сводки по этому вопросу [Казаков, 1976; Эз, 1976]. В свете последних исследований основные особенности тектоники метаморфических комплексов таковы: большое разнообразие форм и пространственного положения складок, их резкая дисгармония; сочетание складок нескольких порядков; развитие тесно сжатых изоклинальных складок; широкое развитие складок как лежащих, так и с круто погружающимися шарнирами; наложение складчатостей разных этапов и разного плана, иногда с полным затушевыванием более ранней складчатой структуры; тектоно-метаморфическая переработка пород, приводящая к созданию новых плоскостных текстур (сланцеватости и метаморфической полосчатости);

обилие разрывных нарушений и тектоническое разлинование в мелких и крупных масштабах; распространенность положительных структур с гранитизированным материалом в их ядрах [Эз, 1976].

### Деформационно-метаморфический цикл

В последнее время изучение структуры высокометаморфизованных комплексов вступило в новый этап — этап становления представлений о структурно-метаморфической эволюции этих комплексов. Было введено понятие о деформационно-метаморфическом цикле. Однако обнаружилась неоднозначность в его толковании.

В.В. Эз (1976) называет деформационно-метаморфическим циклом ряд преобразований, которые испытывает один и тот же объем горных пород, начиная от их деформирования на поверхности и кончая приближением снова к поверхностным условиям. Он считает, что такой цикл нельзя отождествлять с циклом геосинклинального развития, поскольку последний определяется по совершенно иным признакам, запечатленным в геологическом строении приповерхностных частей коры. В.В. Эз полагает, что горные породы подвергаются прогрессивному метаморфизму и складчатым деформациям еще на стадии погружения, а в процессе поднятия происходит гранитизация, регрессивный метаморфизм и дальнейшее усложнение складчатой структуры. В концепции В.В. Эза движущей силой считается гранитизация, которая создает инверсию плотности в земной коре; в результате возникают движения конвективного типа (адвективные по применяемой нами терминологии В.В. Белоусова). Эти движения охватывают всю земную кору и вызывают сложные складчатые деформации. Предлагаемая В.В. Эзом схема процессов, протекающих при всплывании разуплотненного материала из нижних частей коры, во многом близка к нашей [Гончаров, 1969, 1970, 1976]. Существенное отличие схемы В.В. Эза состоит в источнике адвективных движений. У В.В. Эза этот источник — гранитизация, а у нас — избыточное обводнение в процессе регионального метаморфизма. Это отличие порождает и второе отличие — охват движениями различных геосфер. Согласно В.В. Эзу, процесс гранитизации возбуждает адвекцию во всей земной коре. Рассматриваемая же нами метаморфогенная адвекция охватывает только верхнюю половину коры

(см. с.118). В этом вторым отличием связано и третье — В.В. Эз отрицает возможность нахождения в нижней части адвектирующего слоя практически недеформированных и нематаморфизованных пород. Это вполне естественно, когда речь идет о подошве земной коры. В нашей же схеме подошва адвектирующей толщи может совпадать с основанием геосинклинального чехла, т.е. с кровлей геосинклинального фундамента. В этом случае даже низы геосинклинальной толщи могут на доинверсионной стадии не подвергаться существенному метаморфизму и деформациям.

Думается, что во избежание недоразумений и излишней дискуссии следует указывать, какая конкретная геосфера охвачена адвективными движениями. В.В. Белоусов (1977), давая классификацию этих движений по этому принципу, отмечает различия между движениями в разных геосферах. В.В. Эз рассматривает геосферу, где преобладают кристаллические породы и региональный диафторез, а мы — осадочную оболочку и ту часть фундамента, где преобладает региональный прогрессивный метаморфизм и которая залегает выше зоны анатексиса [Добрецов, 1978]. По-видимому, к этой геосфере более применимо другое определение понятия о деформационно-метаморфическом цикле, развиваемое В.А. Глебовицким (1973), А.Н. Казаковым [1976], Ю.В. Миллером [1973]. Деформационно-метаморфический цикл в их понимании сопоставляется со стадиями геосинклинального режима.

Деформационный цикл в понимании названных исследователей охватывает только стадию восходящих тектонических движений, т.е. по существу инверсионную стадию геосинклинального режима. Предполагается, что на доинверсионной стадии, в обстановке господствующего прогибания, существенных деформаций горных пород не происходит. Метаморфизм на доинверсионной стадии относится к низкоградиентному типу. Отсутствие деформаций в условиях метаморфизма данного типа отмечают и другие исследователи [Добрецов, 1978]. Сохраняются структуры и текстуры, свойственные осадочным толщам, например ритмичная слоистость [Казаков, 1976].

На инверсионной стадии геосинклинального процесса деформационно-метаморфический цикл начинается с этапа, который характеризуется однородным региональным метаморфизмом, равномерно охватывающим большие площади. В это время возникает сланцеватость, в основном параллельная слоистости, а также мелкая лежащая складчатость (см. рис.

5 и 6). Установлено [Казаков, 1976], что эти деформации не нарушают в общем спокойного залегания пачек слоев, которое фиксируется по положению мелкой лежачей складчатости. А.Н. Казаков и Ю.В. Миллер считают, что деформационные структуры этого этапа возникают в обстановке сжатия, ось которого имеет вертикальную ориентировку ("радиальное сжатие", по их терминологии).

На следующем этапе деформационно-метаморфического цикла метаморфизм приобретает зональный характер, возникают термальные антиклинали, что свидетельствует об усилении теплового потока и увеличении геотермического градиента. Радиальное сжатие уступает место горизонтальному (тангенциальному) сжатию. Появляются складки, осевые поверхности которых и сланцеватость имеют субвертикальную ориентировку.

Теперь попытаемся дать интерпретацию этапов деформационно-метаморфического цикла с позиций гипотезы метаморфогенной адвекции. Как уже отмечалось, в зависимости от числа Рэлея  $R$ , определяемого формулой (17) на с.72, осуществляется один из трех возможных режимов метаморфогенной адвекции— дилатации ( $R < R_1$ ), линейной адвекции ( $R_1 < R < R_2$ ) или купольной адвекции ( $R > R_2$ ). Напомним, что при прочих равных условиях число  $R$  возрастает с увеличением геотермического градиента и уменьшением вязкости пород. Поскольку переход от доинверсионной стадии геосинклинального режима к инверсионной происходит в условиях подъема геоизотерм, то вполне естественно, что в первую очередь возникает режим дилатации, когда собственно адвекция отсутствует и миграция флюидов осуществляется посредством одной гидравлической проницаемости. Происходящее при региональном метаморфизме увеличение объема горных пород происходит в системе, ограниченной снизу и с боков, и поэтому может трансформироваться только в вертикальное (радиальное) восходящее движение. Региональный метаморфизм при этом однороден как по вертикали (невысокий геотермический градиент), так и по горизонтали (отсутствие термальных антиклиналей как причина отсутствия адвекции).

Эксперименты с эквивалентными материалами показали, что невозможность дилатационного расширения вниз и по laterali создает в нижней части модельных образцов обстановку реактивного вертикального (радиального) сжатия, а в

верхней — реактивного горизонтального сжатия. Это вызывает образование ориентированных текстур, которые можно в первом случае сопоставить с горизонтальной сланцеватостью, параллельной слоистости, а во втором — с вертикальным секущим кливажем [Кириллова, 1962]. Сказанное согласуется с выводами П. Фурмарье, который на основании многолетних региональных исследований пришел к заключению о существовании "нижнего фронта кливажа", отделяющего зону секущего кливажа от зоны послышной сланцеватости. Эксперименты со слоистыми материалами показали, что в обстановке дилатации возникает складчатость [Вихерт, Курбатова, 1968], которая при большой нагрузке сверху и затрудненном вертикальном росте вполне может быть лежачей.

Таким образом, метаморфизм и деформации, которые могут происходить при режиме дилатации, соответствуют тем явлениям, которые характерны для первого этапа деформационно-метаморфического цикла.

Как отмечалось ранее, усиление метаморфизма ведет к увеличению  $R$ . При этом может быть превышено критическое значение  $R_1$ , и вся система потеряет как тепловую, так и механическую устойчивость. Возникает режим линейной адвекции: на месте бывшей области однородного ареального метаморфизма происходит линейная в плане дифференциация на участки восходящих и нисходящих тектонических движений. В зонах поднятий появляются положительные термические аномалии и усиливается поток флюидов. Наступает эпоха неоднородного, горизонтально-зонального метаморфизма [Глебовицкий, 1973], знаменующая собой начало второго этапа деформационно-метаморфического цикла.

Если в процессе метаморфизма пород происходит понижение их вязкости и гидравлической проницаемости [Хлестов, 1975], то может быть превышено и критическое значение  $R_2$ . При этом возникает режим купольной адвекции с образованием гнейсовых и сланцевых куполов, что рассматривается некоторыми исследователями как третий этап деформационного цикла [Глебовицкий, 1973]; другие считают, что возникновение куполов может произойти на любой стадии этого цикла [Миллер, 1973]. С нашей точки зрения, в каждом конкретном случае решающую роль играет скорость изменения параметра  $R$  во времени. Например, быстрое нарастание  $R$  может привести к редуцированию или даже отсутствию двух первых режимов и господству купольного режима практически с самого начала метаморфизма [Talbot, 1971]. С

другой стороны, угасание термического режима регионального метаморфизма от раннедокембрийского к фанерозойскому времени [Лутц, 1975] уменьшает вероятность превышения  $R_2$  и возникновения куполов.

Чтобы составить представление о различных этапах складчатых деформаций в рамках режима линейной адвекции, вернемся к простейшей математической модели [см. рис. 12 и 13].

Рассмотрим возникновение и эволюцию мелкой складчатости на примере двух квадратов. Квадрат, помеченный цифрой "1" (см. рис. 12,б,в, 13,б,в) сначала испытывает горизонтальное сжатие, внутри него, в соответствии с нашей интерпретацией, возникает мелкая складчатость с вертикальными осевыми плоскостями. Затем эта деформация временно приостанавливается (см. рис. 12 и 13,г), а далее бывший квадрат начинает все более сжиматься в противоположном — вертикальном — направлении (см. рис. 12, 13, д-ж). Это приводит к изгибанию осевых плоскостей в новые (наложенные) складки, осевые плоскости которых расположены теперь горизонтально. Они соответствуют природным лежащим складкам третьего этапа деформационного цикла, возникающим от "радиального" сжатия [Миллер, 1973].

С квадратом, помеченным цифрой "2" (см. рис. 12 и 13), происходит иная эволюция. В течение всего процесса он испытывает только сжатие, параллельное его основанию, и соответствующее удлинение в перпендикулярном направлении. Но одновременно он поворачивается против часовой стрелки, так что на поздних стадиях адвекции его удлиненная сторона принимает положение, близкое к горизонтальному. В соответствии с нашей интерпретацией (см. рис. 13, II) мы можем считать, что возникшая внутри него мелкая складчатость в ходе процесса становится все более тесно сжатой и в то же время осевые плоскости складок непрерывно выполаживаются. В конце концов складчатость становится лежачей и соответствует природной складчатости краевых частей складчатых комплексов [Миллер, 1973]. По нашему мнению, эта складчатость синхронна с лежащими складками, поскольку все эти деформации происходят на одних и тех же стадиях (см. рис. 12, 13, д-ж), и ее следует относить к третьему этапу деформационного цикла. На дальнейших стадиях процесса адвекции осевые плоскости лежащих складок бывшего квадрата "2" изгибаются в наложенные складки следующего этапа деформационного цикла [Гончаров, 1976].

Поле складчатых деформаций отличается неоднородностью.

Например, на стадии "в" (см. рис. 12 и 13) в квадрате "1" возникает довольно интенсивная складчатость. Однако в соседних квадратах, расположенных в том же горизонтальном ряду, степень бокового сжатия убывает по мере удаления от квадрата "1"; в бывшем квадрате, помеченном цифрой "3", такое сжатие вообще отсутствует. В подобных участках, не затронутых складчатостью второго этапа деформационного цикла, могут сохраняться "в чистом виде" следы деформации первого этапа, что имеет место и в природе [Миллер и др., 1973].

В отличие от двумерной деформации, которая свойственна режиму линейной адвекции и может быть изображена в плоскости, перпендикулярной оси линейных адвективных структур, при купольной адвекции деформация происходит в трех измерениях, и анализировать складчатость не так легко. Не вдаваясь в подробности, отметим лишь, что при этом сначала возникают складки, шарниры которых располагаются горизонтально и радиально относительно центра куполов. Затем на них может наложиться кольцевая складчатость с концентрически расположенными шарнирами. По мере роста куполов радиальные шарниры становятся все более крутыми. На стадиях, соответствующих стадиям "д-ж" (см. рис. 12 и 13), может появиться еще одна наложенная складчатость.

Вопрос о складчатых деформациях, возникающих при купольном режиме адвекции, требует специального исследования. В порядке постановки этот вопрос разбирается в работах Х. Рамберга [1970] и В.В. Эза [1976].

Результаты экспериментов подтверждают закономерности возникновения и эволюции мелкой складчатости при адвективных тектонических движениях, в частности лежачей и наложенной складчатости. Действительно, на периферии складчатой зоны на определенной стадии формируются лежачие складки (см. рис. 15,в). В том случае, когда к поверхности "всплывают" наиболее глубинные "толщи", в них образуются наложенные складки (см. рис. 15,г). При купольном режиме адвекции складчатость не имеет линейной упорядоченности в плане; возникают складки с крутыми шарнирами и различным простиранием осей, в том числе наложенные [Гончаров, Горелов, 1975].

#### **Причины различия складчатой структуры в неметаморфизованных и метаморфизованных толщах**

Попытаемся выяснить в свете гипотезы об адвективных тектонических движениях, почему складчатая структура неме-

таморфизованных толщ более проста, чем структура метаморфических комплексов.

На инверсионной стадии геосинклинального режима возникает инверсия плотности в верхней части земной коры. Если считать, что собственно метаморфическая толща имеет в кровле температуру около  $350-400^{\circ}\text{C}$ , а в подошве около  $650-700^{\circ}\text{C}$  [Хлестов, 1975], то в первом приближении можно считать, что в процессе адвекции участвует геосинклинальный комплекс, состоящий из двух толщ примерно одинаковой мощности — метаморфической внизу и неметаморфизованной наверху.

Рассмотрим и сравним между собой три возможных варианта адвективных движений — адвекцию только в нижней толще, адвекцию только в верхней толще и адвекцию во всем комплексе, состоящем из двух толщ.

Адвекция только в нижней толще возникает в том случае, если верхняя неметаморфизованная толща будет иметь повышенную вязкость [Добрецов, 1978]. Эта ситуация имела место в экспериментах Н.Б. Лебедевой и В.Г. Талицкого (см. рис. 19,а).

Адвекция только в верхней толще может иметь место при повышенной вязкости геосинклинального фундамента, подстилающего неметаморфизованную толщу.

Чтобы сравнить оба эти варианта при прочих равных условиях, необходимо предположить равенство геотермических градиентов и линейный закон возрастания с глубиной степени инверсии плотности  $\Delta\rho$ , обусловленной увеличением объема горных пород при метаморфизме (см. рис. 8). Если принять, как и выше, в качестве некоторого среднего значения мощность геосинклинального комплекса в 20 км, состоящего из метаморфической и неметаморфизованной толщ мощностью каждая по 10 км, то величины  $\Delta\rho$  (разность плотностей в кровле и подошве толщи),  $g$  и  $h$ , входящие в формулы (13) — (17) на с.71–72, окажутся для обоих вариантов одинаковыми. Величины  $\tau, c'$  и  $\zeta_{\phi}$  по своему порядку различаются мало, в особенности произведение  $c' \cdot \zeta_{\phi}$ , поскольку понижение сжимаемости воды  $c'$  в неметаморфизованной толще по сравнению с метаморфической компенсируется увеличением вязкости воды  $\zeta_{\phi}$ .

Зато вполне определенно метаморфическая толща имеет пониженную вязкость  $\zeta$  и проницаемость  $D$  [Добрецов, 1978; Хлестов, 1975]. Учитывая это обстоятельство, можно сделать следующие выводы:

1) метаморфическая толща имеет повышенное значение  $R_1$ , в соответствии с формулой (17) — см. с.72. Именно поэтому в метаморфической толще может быть превышено критическое значение  $R_1$  и начнется адвекция, при отсутствии последней в неметаморфизованной толще (первый рассматриваемый вариант). При прочих равных условиях в метаморфической толще более вероятно превышение критического значения  $R_2$  и возникновение адвекции в купольной форме; это объясняет частую встречаемость гнейсовых куполов в метаморфических комплексах и преобладание линейной складчатости в неметаморфизованных;

2) разная скорость процесса адвекции в неметаморфизованной и метаморфической толщах обусловлена различной вязкостью этих толщ, в соответствии с формулами (5) на с.102 и (5) на с.120. Это значит, что за одно и то же время, "отпущенное" природой на инверсионную стадию геосинклинального режима, в метаморфической толще процесс пойдет дальше, чем в неметаморфизованной. Поэтому в метаморфической толще возникает наложенная складчатость, не характерная для неметаморфизованных комплексов (см. рис. 13). Отсутствие наложенной складчатости в неметаморфизованных комплексах может быть также объяснено тем, что эта складчатость формируется в верхних частях поднятий, в зоне вертикального сжатия, а эта зона часто является ареной денудации (см. рис. 18). Подобная денудация невозможна, если адвекция происходит только в нижней, метаморфической толще.

Оба рассмотренных варианта адвекции исключали одновременное развитие деформаций в обеих толщах, поскольку одна из них предполагалась инертной и не участвующей в процессе адвекции; теперь перейдем к третьему — адвекции во всем геосинклинальном комплексе, состоящем из этих двух толщ.

Если снова обратиться к простейшей модели (см. рис. 12 и 13), то можно заключить, что на первых этапах адвекции картина деформаций в принципе та же самая, что и при адвекции в неметаморфизованной толще, с той разницей, что в ядре антиклинория находятся метаморфические породы. Складчатые деформации относительно просты. На поздних этапах адвекции (см. рис. 12, д-ж) в верхней части антиклинория оказывается уже метаморфическая толща, смятая в наложенные складки. На том же горизонтальном уровне на крыле антиклинория находятся верхи этой толщи, охваченные лежащей складчатостью, а в синклинории — неметаморфизованная толща. Последняя испытывает на том же уровне сильное го-

горизонтальное сокращение, приводящее к формированию тесно сжатых, по простым складок, не осложненных деформациями иного плана. Таким образом, и в данном варианте неметаморфизованная толща на том горизонтальном уровне, который обычно доступен для наблюдения, характеризуется отсутствием наложенных деформаций. Эти деформации возможны только в нижней части синклинория, по аналогии с верхней частью антиклинория. Однако в этом случае толща попадает в область повышенных температур и давлений и должна испытывать прогрессивный метаморфизм, т.е. перестает быть неметаморфизованной [Эз, 1976].

Следовательно, специфика складчатости метаморфических толщ заключается в том, что при ее формировании процесс адвекции заходит достаточно далеко, к поверхности "всплывают" высокометаморфизованные комплексы, а их складчатая структура сильно усложняется. Но при этом первичная стратификация не утрачивается и доступна для расшифровки. Сложность структуры не распространяется на наиболее крупные формы — антиклинории, синклинории, купола. Эти формы всегда более просты, чем усложняющая их складчатость.

Возникает необходимость районирования областей, сложенных метаморфическими комплексами, по типам и интенсивности развитой в них сложной складчатости. Возможность такого районирования заложена в неоднородности складчатой структуры метаморфических толщ [М.А. Гончаров и др., 1974 г.]. Определенный оптимизм внушают и успехи на пути решения проблемы такого районирования в тех складчатых областях, где на поверхности обнажаются неметаморфизованные толщи. Установлено, что если в зонах центральных поднятий доминирует полная складчатость, то по мере продвижения к периферии этих областей она сменяется складчатостью сначала промежуточного, а затем прерывистого типа.

Названные типы складчатости возникают не только в разных местах, но и в разное время. Складчатость формируется в центральной части геосинклинали раньше, чем на ее периферии. Весьма вероятно, что подобная миграция фаз складкообразования во времени свойственна и метаморфическим комплексам. Например, если снова вернуться к квадрату "3" (см. рис. 12), то можно сделать вывод, что этот участок испытывает складкообразование несколько позже, чем область поднятия. Своеобразие ситуации заключается в том, что подобная миграция фаз не может быть выявлена обычны-

ми методами анализа угловых несогласий, поскольку рассматриваемые процессы происходят на достаточной глубине. Очевидно, это следует иметь в виду при определении относительного возраста складчатости в смежных районах.

### Связь гранитизации со складкообразованием

Гранитизация, вызывающая увеличение объема пород, играет ту же роль, что и метаморфизм [Эз, 1976]. Однако в верхней части земной коры значение гранитизации как причины возникновения инверсии плотности существенно уменьшается из-за локальности ее проявления. Более того, существует мнение, что процессы гранитизации даже уменьшают объемный эффект метаморфических реакций дегидратации, поглощая избыточную воду [Добрецов, 1978].

Во многих случаях гранитизация немного запаздывает по отношению к процессу регионального прогрессивного метаморфизма. При этом она происходит при более низких температуре и общем давлении, но при более высоком парциальном давлении воды, чем предшествующий метаморфизм.

Снижение температуры и общего давления при гранитизации свидетельствует о том, что гранитизация происходит на несколько меньших глубинах, чем региональный метаморфизм. Следовательно региональный метаморфизм вызывает инверсию плотности горных пород и адвективное поднятие, на одном из этапов которого и происходит гранитизация.

Что касается увеличения парциального давления воды при гранитизации по сравнению с предшествовавшим прогрессивным метаморфизмом, то оно может быть обусловлено выделением избыточной воды при метаморфических реакциях при невозможности удаления этой воды из пород. Некоторые исследователи [Добрецов, 1978; Шкодзинский, Кицул, 1976] полагают, что гранитизация в форме анатектического селективного плавления является одним из механизмов связывания избыточной воды. Однако в этом вопросе еще много дискуссионного, в особенности в том, что касается вполне подвижного или инертного поведения воды в реакциях метаморфизма и гранитизации ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976].

Возможная причина анатектического селективного плавления пород — снижение общего давления, не компенсируемое соответствующим снижением температуры [Летников, 1972].

В рамках гипотезы о метаморфогенной адвекции это обстоятельство можно интерпретировать следующим образом. Метаморфическая дегидратация и избыточное обводнение пород способствуют главным образом увеличению объема пород, а не повышению флюидного давления (см. с. 51). Другими словами, в результате метаморфизма породы в общем испытывают по-прежнему лишь литостатическое давление. В процессе адвективного поднятия давление снижается пропорционально уменьшению глубины рассматриваемого массива пород. Что же касается температуры, то она в процессе поднятия уменьшается медленнее, чем это "предписано" геотермическим градиентом, в результате совокупного действия нескольких факторов: 1) низкой температуропроводности горных пород, 2) низкой гидравлической проницаемости пород, препятствующей конвективному выносу тепла, 3) продолжающегося общего подъема геоизотерм, 4) выделения тепла при складчатых адвективных деформациях (т.е. диссипации энергии вследствие вязкого трения).

По-прежнему актуален вопрос о тектоническом контроле процессов гранитизации ["Термодинамический режим метаморфизма", 1976]. Существует представление, согласно которому неосомы мигматитов (именуемая также жильным материалом, подвижным материалом, метатектом) заполняет ослабленные зоны, созданные в результате тектонических деформаций палеосомы (метаморфического субстрата мигматизации): разрывы, трещины, контакты пород, обладающих различными механическими свойствами, межбудинные промежутки, поверхности легкой делимости, параллельные кливажу и сланцеватости, и т.п. [Менерт, 1971; Судовиков, 1955]. Способы заполнения ослабленных зон — метаморфическая дифференциация, метасоматическое замещение или селективное плавление (анатексис). Эти процессы могут протекать совместно даже в пределах одного района распространения мигматитов [Гончаров, 1976; Крылова, Борисова, 1970]. Приуроченность жильного материала мигматитов к ослабленным зонам можно объяснять за счет снижения в этих зонах давления, не компенсированного соответствующим снижением температуры.

Наиболее ясен вопрос связи мигматизации с одним из наиболее распространенных типов тектонических деформаций — складкообразованием. Имеются указания на то, что складчатость и ее элементы контролируют размещение мигматитов.

Последние бывают приурочены к линейным зонам смятия, разделяющим менее дислоцированные участки [Крылов, 1970], или к ядрам отдельных антиклинальных складок. Полосы неосомы иногда параллельны сланцеватости осевой плоскости, развитой в палеосоме. Известны случаи, когда двум генерациям складок соответствуют две стадии образования мигматитов [Куклей, 1969].

Автор попытался решить этот вопрос на примере Приольхонья (Западное Прибайкалье), сложенного породами докембрия, используя выявленную неоднородность складчатой структуры метаморфических толщ этого района [Гончаров, 1976, 1977].

На участке относительно простого строения, где развита лишь одна система мелких складок с субгоризонтальными шарнирами, а в качестве субстрата гранитизации выступает монотонная толща гранатсодержащих биотитовых гнейсов амфиболитовой фации, зеркало складок в одних местах имеет крутое, в других — горизонтальное залегание.

При постепенном переходе от горизонтального к крутопадающему зеркалу: а) уменьшаются размеры складок вплоть до их исчезновения, б) уменьшается от 90 до 0° угол между их осевыми плоскостями и зеркалом, в) увеличивается сжатость складок, г) сланцеватость осевой плоскости сменяется послойной, д) появляются следы тектонического разлинзования.

В том же направлении убывает интенсивность гранитизации: а) рассеянная гранитизация, сочетающаяся с неправильными телами автохтонных гранитоидов, сменяется жильной мигматизацией, б) уменьшается как общее содержание неосомы в толще гнейсов, так и размер жильных тел, в) увеличивается доля послойных мигматитов среди мигматитов разного типа (рис. 22).

Итак, гранитизации благоприятствует сжатие вдоль слоистости, порождающее в субстрате складчатость и секущую сланцеватость. Напротив, растяжение слоев, приводящее лишь к разлинзованию и послойной сланцеватости, неблагоприятно для развития гранитизации.

Если снова обратиться к математической модели адвекции (см. рис. 12 и 13), то можно обозначить участки, где вдоль слоистости осуществляется сжатие, т.е. участки, благоприятные для процесса гранитизации. Это нижние части поднятий и верхние части впадин. Однако последние неблагоприятны по

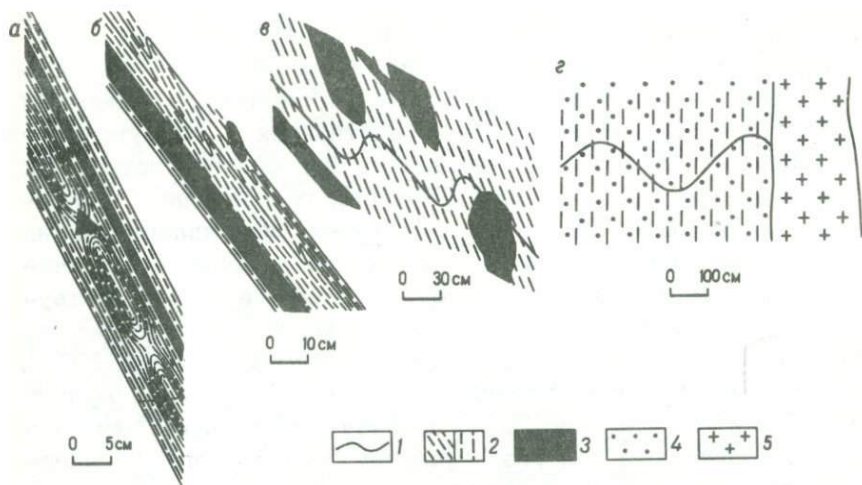


Рис. 22. Интенсивность мигматизации в связи с изменением морфологии мелкой складчатости при переходе от крутопадающего (а) к горизонтальному зеркалу складчатости (г)

1 — полосчатость; 2 — сланцеватость; 3 — жильный материал мигматитов (неосома); 4 — псевдоочковые мигматиты; 5 — граниты

другой причине — они располагаются в верхней половине адвектирующей толщи, где отсутствуют температура и давление, необходимые для гранитизации.

Таким образом, наиболее благоприятные условия гранитизации существуют в ядрах адвективных поднятий. Нечто подобное гранитизации происходит в экспериментах, описанных выше. После конвекции, при помещении образцов в условия комнатной температуры, эквивалентный первоначально аморфный материал — сплав канифоли с машинным маслом — не просто затвердевает, а кристаллизуется. При этом кристаллизация гораздо интенсивнее происходит именно в зонах, где слоистость испытала продольное сжатие (см. рис. 16, в).

Думается, что все сказанное позволяет по-иному интерпретировать тот факт, что гранитизация чаще всего приурочена к ядрам антиклинорий, антиклиналей и куполов. Традиционное объяснение этого явления таково: гранитизация является причиной понижения плотности и "всплывания" названных структур. Однако этому противоречат геологические данные о длительном развитии этих структур, в эволюции кото-

рых гранитизация является лишь эпизодом [Кейльман, 1974; Павлова, 1967]. Более того, часто в совокупности гнейсовых куполов, развитых на определенной территории, нередко купола, в ядрах которых следы гранитизации отсутствуют [Talbot, 1971]. Отсутствие как мелкой складчатости, так и следов гранитизации в ядрах крупных гребневидных антиклиналей иногда сочетается с развитием обоих явлений на их крыльях на участках пологого залегания зеркала складчатости [Гончаров, 1976]. Примерно о том же свидетельствует приуроченность гранитизации к линейным зонам смятия, разделяющим менее дислоцированные участки [Крылов, 1970]. То же самое можно наблюдать и в значительно более мелких структурах. Так, на рис. 22,б показано небольшое жильное тело, приуроченное как раз к участку "складчатого всплеска", осложняющего в общем ровное залегание метаморфической полосчатости.

Таким образом, гранитизация занимает свое строго обозначенное место в более общем процессе метаморфогенной адвекции и адвективного складкообразования. Если региональный прогрессивный метаморфизм приводит к избыточному обводнению, инверсии плотности, адвективному поднятию и складкообразованию, то гранитизация способствует связыванию избыточной воды, ликвидации инверсии плотности, замедлению процесса поднятия и "залечиванию" ослабленных зон, в частности, на складчатых участках, где эти зоны представляют собой сочетание двух систем анизотропии — слоистости или полосчатости, с одной стороны, и секущей сланцеватости — с другой (см. рис. 22).

Гранитизация играет подобную роль амортизатора лишь постольку, поскольку она автохтонна и сопутствует прогрессивному метаморфизму геосинклинального чехла. Если же в результате анатектического плавления скапливаются большие массы расплава, то они могут играть роль активного фактора и интродуцировать в вышележащие толщи [Добрецов, 1978]. Однако это уже другой тип адвекции — магматогенная адвекция, которую мы здесь не рассматриваем. Данные о структуре и истории развития складчатых областей не дают оснований для предположения о сколько-нибудь существенной роли гранитных интрузий в процессе формирования основных типов геосинклинальной складчатости [Хайн, 1973].

Что касается геосинклинального фундамента, где господствуют метаморфическая гидратация и региональный диапто-

рез, то здесь гранитизация играет иную роль, способствуя или вызывая увеличение объема горных пород [Добрецов, 1978], а вместе с ним и тот тип адвекции, который мы называли ультраметаморфогенным\*. Адвекция этого типа возбуждается в основном в нижней части земной коры и находится вне сферы нашего исследования.

---

Структура высокометаморфизованных комплексов имеет свои особенности. Главные из них — широкое развитие, наряду с прямыми складками, складок как лежачих, так и с круто погружающимися шарнирами; наложение складчатостей разных этапов и разного плана; возникновение сланцеватости и метаморфической полосчатости; распространенность положительных структур с гранитизированным материалом в их ядрах.

Изучение эволюции метаморфических комплексов привело к тому, что некоторые исследователи сформулировали понятие о деформационно-метаморфическом цикле в рамках инверсионной стадии геосинклинального режима. Этапы этого цикла могут быть интерпретированы с позиций гипотезы метаморфогенной адвекции следующим образом:

1) однородной региональный метаморфизм толщ, накопившихся на доинверсионной стадии, вызывает возникновение сверхвысокого флюидного давления, увеличение объема пород и инверсию плотности. Однако критическое значение  $R_1$  еще не достигается, адвекции пока нет, и господствует режим дилатации. При этом режиме метаморфическая перекристаллизация происходит не беспорядочно, а проявляется в виде сланцеватости и полосчатости, ориентированных в основном параллельно слоистости. Увеличение объема толщ приводит также к появлению мелкой лежачей складчатости, росту которой вверх препятствует нагрузка вышележащих отложений;

2) при превышении критического значения  $R_1$  метаморфизируемая толща теряет как тепловую, так и механическую устойчивость. Возникают термальные антиклинали, и метаморфизм становится зональным. Термальные антиклинали воз-

---

\* Более подробно см. "Тектоника глубинных зон континентальной земной коры" [Эз, 1976].

буждают режим линейной адвекции. Формируются антиклинории и синклинории, осложненные мелкой складчатостью и сланцеватостью, на этот раз параллельной осевым плоскостям складок;

3) по мере развития процесса адвекции на следующем этапе образуются лежащие складки, часть которых представляет собой наложенные складки второй генерации.

При превышении критического значения  $R_2$  возникают гнейсовые или сланцевые купола с еще большим усложнением структуры; формируются складки с крутыми шарнирами.

Специфика складчатости метаморфических толщ состоит в том, что при ее образовании процесс адвекции заходит достаточно далеко, к поверхности "всплывают" высокоморфизованные комплексы, а их складчатая структура сильно усложняется. Однако и в этом случае первичная стратификация не утрачивается и доступна для расшифровки. Сложность структуры не распространяется на наиболее крупные формы — антиклинории, синклинории, купола. Эти формы всегда более просты, чем усложняющая их складчатость.

Не исключено, что метаморфическим комплексам также свойственны миграция фаз складкообразования во времени и различные типы складчатости в пространстве, что уже давно установлено для неметаморфизованных толщ.

Максимум автохтонной гранитизации приурочен к тем участкам, где господствовало сжатие вдоль слоистости и формировалась мелкая складчатость, а ее минимум — к зонам растяжения. Сжатие вдоль слоистости происходило главным образом в ядрах адвективных поднятий, т.е. там, где обычно концентрируется гранитизация. Таким образом, гранитизация занимает свое строго обозначенное место в более общем процессе метаморфогенной адвекции и адвективного складкообразования.

### ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ НЕКОТОРЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Характерные черты строения складчатых областей и истории их метаморфического и тектонического развития на инверсионной стадии геосинклинального режима могут быть объяснены с позиций гипотезы о метаморфогенной адвекции. Исследования, результаты которых изложены выше — это необходимый первый шаг на пути превращения гипотезы в теорию.

Следующий этап исследования — это интерпретация строения конкретных метаморфических и складчатых поясов в свете названной гипотезы, другими словами, проверка ее жизнеспособности на региональном геологическом материале.

### Таласский хребет\*

Описываемый регион располагается в пределах западной части северного склона Таласского хребта. В тектоническом отношении он принадлежит к Северному Тянь-Шаню, отделенному от Срединного Тянь-Шаня так называемой линией Николаева, совпадающей здесь с Таласо-Ферганским глубинным разломом. Рассматриваемый регион находится непосредственно к северу от этого разлома.

В течение байкальского эндогенного цикла здесь господствовал миогеосинклинальный эндогенный режим (в более северной зоне Киргизского хребта он был эвгеосинклинальным). В это время накопился осадочный комплекс позднего рифея — раннего венда, который подразделяется на свиты, подсвиты и пачки. Одним из основоположников этого подразделения является В.Г. Королев, существенные дополнения были внесены в последнее время Р.А. Максумовой и Ш.Ш. Сабдюшевым. Наименее дискуссионна стратиграфия района, который располагается непосредственно к северу от Центрально-Таласского надвига (рис. 23). Здесь выделяются снизу вверх четыре свиты. Первые три — тагъртауская, сарыджонская и чаткарагайская — имеют флишоидный облик и представлены чередованием полимиктовых песчаников, глинистых сланцев и пелитоморфных известняков позднерифейского возраста. В самой нижней (тагъртауской) свите известняки практически отсутствуют, редки они и в сарыджонской свите. Их роль заметно возрастает в чаткарагайской свите, особенно в ее нижней

---

\* В основу очерка положены результаты полевых исследований, которые автор проводил совместно с А.В. Вихертом, Ю.М. Гореловым, А.Г. Малюжинцем, Н.С. Фроловой и Ф. Л. Яковлевым, в научном содружестве с геологами Киргизии; последние внесли большой вклад в познание геологического строения и метаморфической и тектонической истории региона [Бакиров, Добрецов, 1972; Киселев, Королев, 1972; Максумова, 1970; Сабдюшев, Коренчук, 1967 и др.]

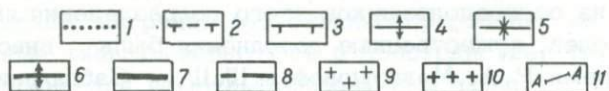
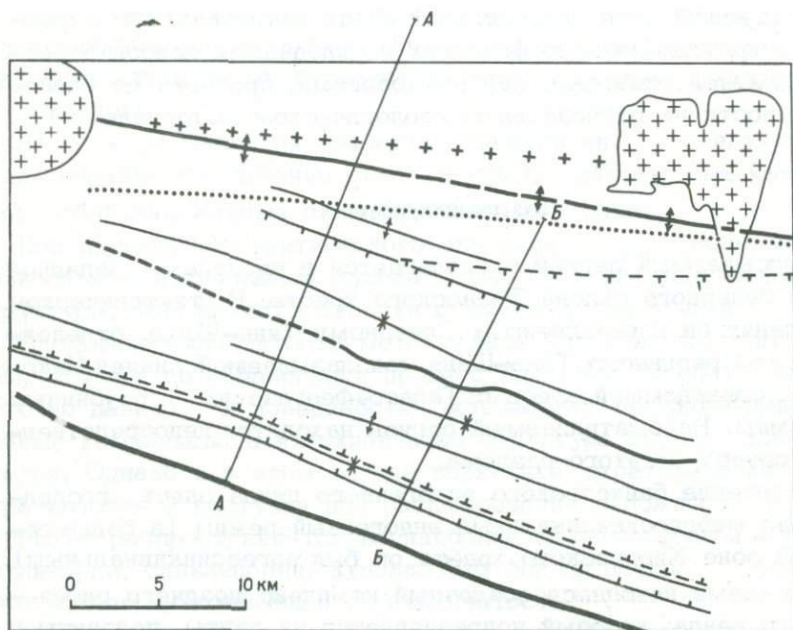


Рис. 23. Простирание некоторых тектонических элементов западной части северного склона Таласского хребта

1 - фациальная граница, к северу от которой нижняя терригенная толща становится более грубообломочной, а известняковая - более терригенной; 2 - зоны повышенного горизонтального градиента мощности отложений (штрихи обращены в сторону увеличения мощности); 3 - уступы зеркала складчатости; 4, 5 - некоторые характеризующие общее простирание крупные антиклинали и синклинали; 6 - северный антиклинорий; 7 - Таласо-Ферганский глубинный разлом; 8 - Центрально-Таласский надвиг; 9 - позднескладчатые аллохтонные гранитные массивы, вдоль соединяющей их центры линии (10) наблюдаются следы гидротермальной деятельности; 11 - линии геологических разрезов, показанных на рис. 24

части, где глинистые сланцы находятся в подчиненном положении, а песчаники практически отсутствуют. Четвертая снизу (кызылбельская) свита имеет молассоидный облик, пред-

ставлена граувакковыми песчаниками и пестроцветными глинистыми сланцами, в нижней части с пелитоморфными известняками, и относится к нижнему венду.

К югу от Центрально-Таласского надвига выделяются (снизу вверх) три свиты. Бакаирская свита, представленная мраморами, кристаллическими известняками и редкими филлитовыми сланцами, обнажается в самой южной полосе, прилегающей к Таласо-Ферганскому глубинному разлому; ее породы значительно углефицированы. Карабуринская свита сложена в основном мелкокристаллическими известняками; филлитовые сланцы в ее нижней части находятся в подчиненном положении, а в верхней части они начинают преобладать и даже ассоциировать с редкими горизонтами полевошпат-кварцевых песчаников. Самая верхняя узунхматская свита уже существенно песчано-сланцевая, известняки встречаются лишь в ее нижней части. Ранее считалось, что комплекс, состоящий из трех названных свит, является более древним, чем серия, начинающаяся с тагыртауской свиты; главный аргумент — более высокая степень метаморфизма. Другими словами, безоговорочно принимался традиционный постулат о существенно вертикальной метаморфической зональности.

Логическим следствием этой версии являются два допущения, относящиеся к Центрально-Таласскому надвику, разделяющему эти якобы разновозрастные комплексы свит: 1) о значительной амплитуде надвига, 2) о контакте пород с разной степенью метаморфизма.

Результаты наших исследований находятся в противоречии с этими допущениями и подтвердили выводы Ш, Ш, Сабдюшева о затухании надвига в западном направлении. На рис. 23 это затухание отображено прерывистой линией, которая означает, что имеются лишь некоторые признаки раздробленности пород, но ни о какой "амплитуде смещения" не может быть и речи (рис. 24, А). Установлено, что даже там, где надвиг четко выражен, его крылья сложены породами, не имеющими существенного различия в степени метаморфизма (рис. 24, Б).

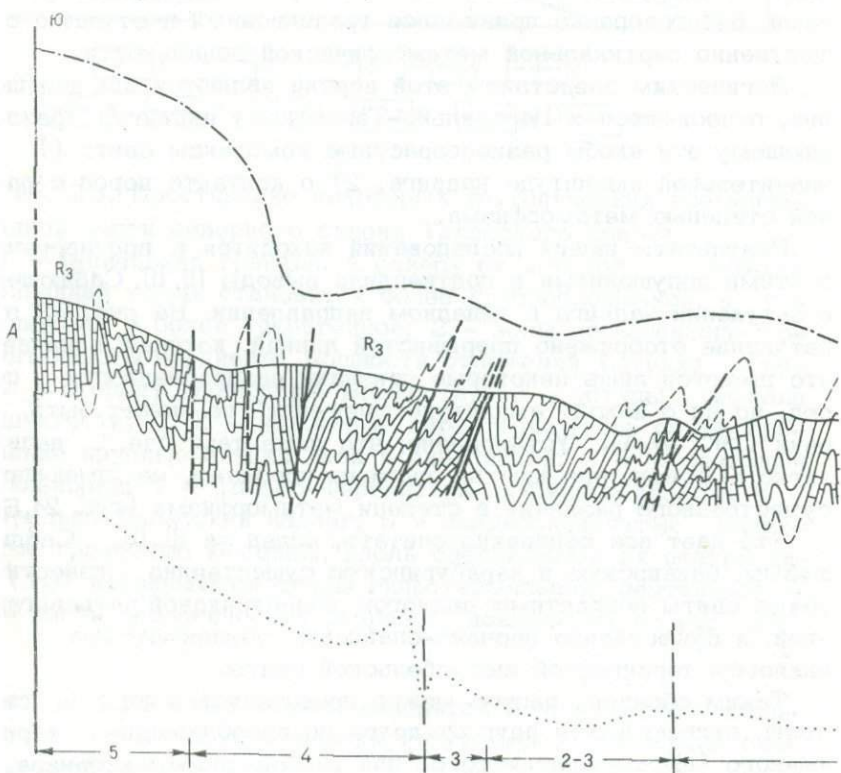
Это дает все основания считать, вслед за Ш, Ш, Сабдюшевым, бакаирскую и карабуринскую существенно известняковые свиты возрастным аналогом известняковой чаткарагайской, а существенно песчано-сланцевую узунхматскую — аналогом терригенной кызылбельской свиты.

Таким образом, разрез можно представить в виде трех толщ, отличающихся друг от друга по преобладанию терригенного (песчано-глинистого) или карбонатного материала, —

нижней терригенной (тагыртауская и сарыджонская свиты, видимая мощность более 1 км), средней известняковой (чаткарагайская свита, мощность около 2 км) и верхней терригенной (кызылбельская свита, максимальная мощность более 2 км).

Современная структура региона характеризуется складчатостью полного типа (см. рис. 23 и 24) с некоторой гребневидностью, особенно у крупных антиклиналей. Складчатость местами осложнена взбросами и надвигами, в общем параллельными осевым поверхностям складок; самым крупным из них является уже упоминавшийся Центрально-Таласский надвиг.

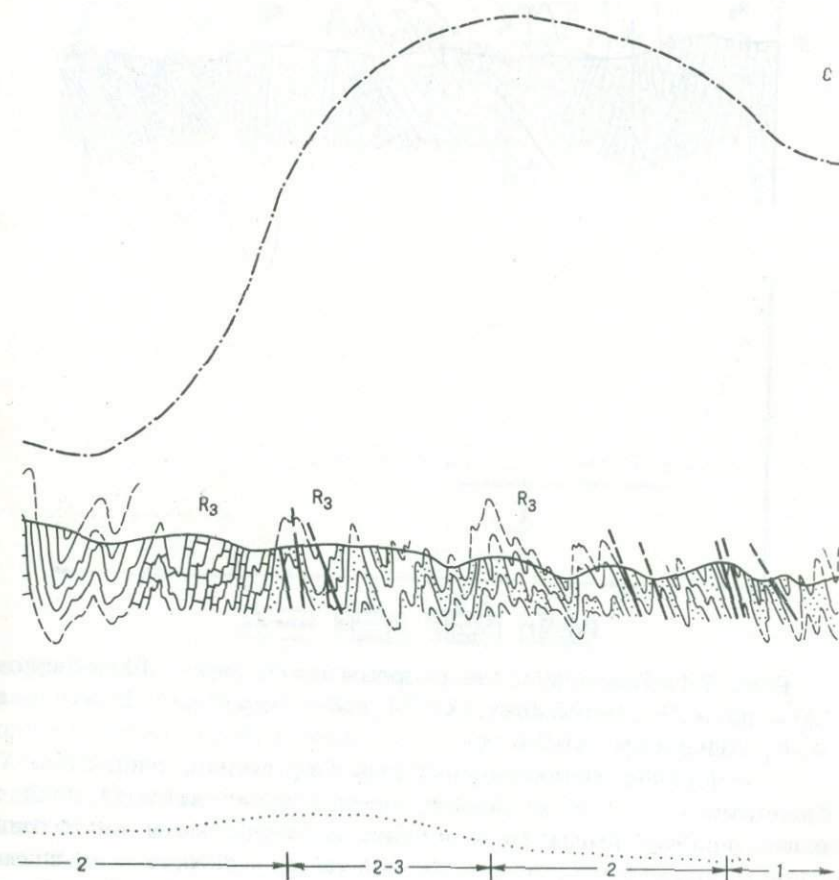
Наиболее крупные складки достигают 1-1,5 км в ширину. Они осложнены более мелкими складками самых разных размеров, от сантиметровых до имеющих в поперечнике десятки метров. Следует отметить, что мелкая складчатость осложняет ядра практически всех крупных антиклиналей, но иногда



отсутствует в ядрах крупных синклиналей. Крылья крупных складок осложнены мелкой складчатостью еще реже, чем ядра синклиналей.

Зеркало складчатости образует две ступени, которые мы будем называть центральной и северной; между ними располагается антиклинорий. Другой антиклинорий находится по соседству с Таласо-Ферганским глубинным разломом (см. рис. 24). Эти антиклинории, ввиду нестабильности местных наименований, мы будем именовать северным и южным.

Прогрессивный региональный метаморфизм характеризуется горизонтальной неоднородностью. Существовавшие ранее представления были значительно уточнены Н.С. Фроловой, которая в результате микроскопического анализа многочисленных шлифов пород установила, что в различных по составу



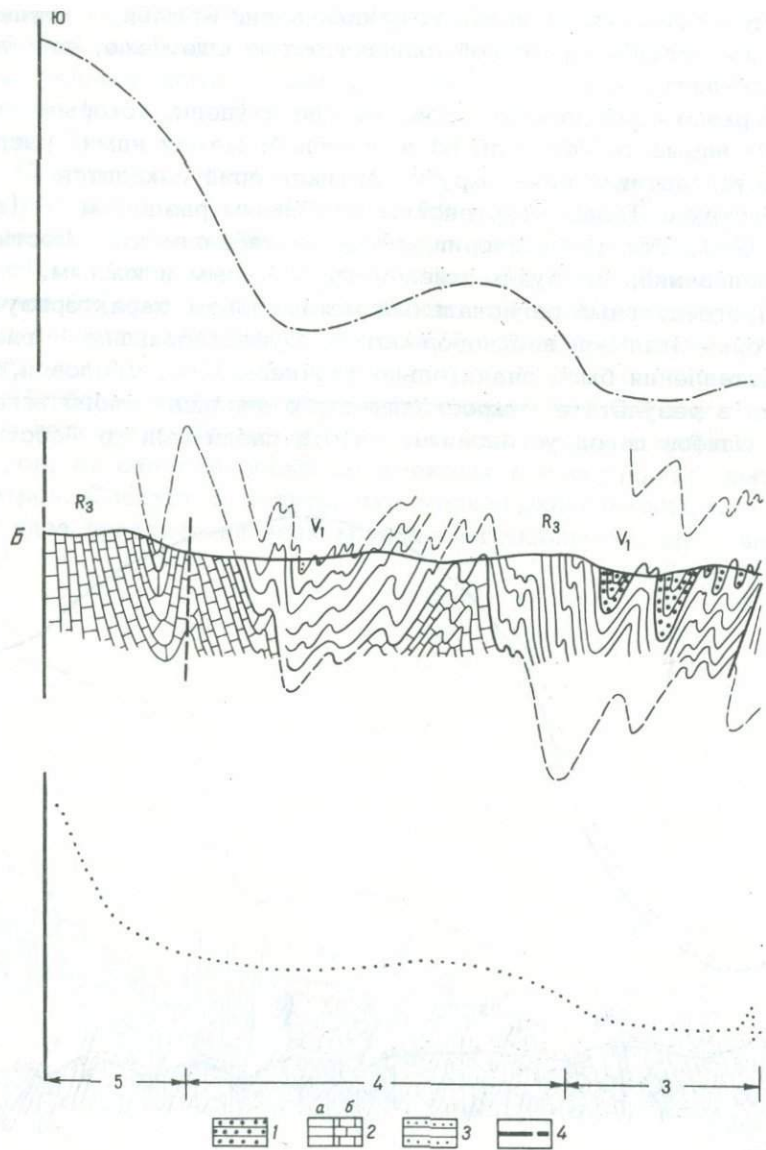
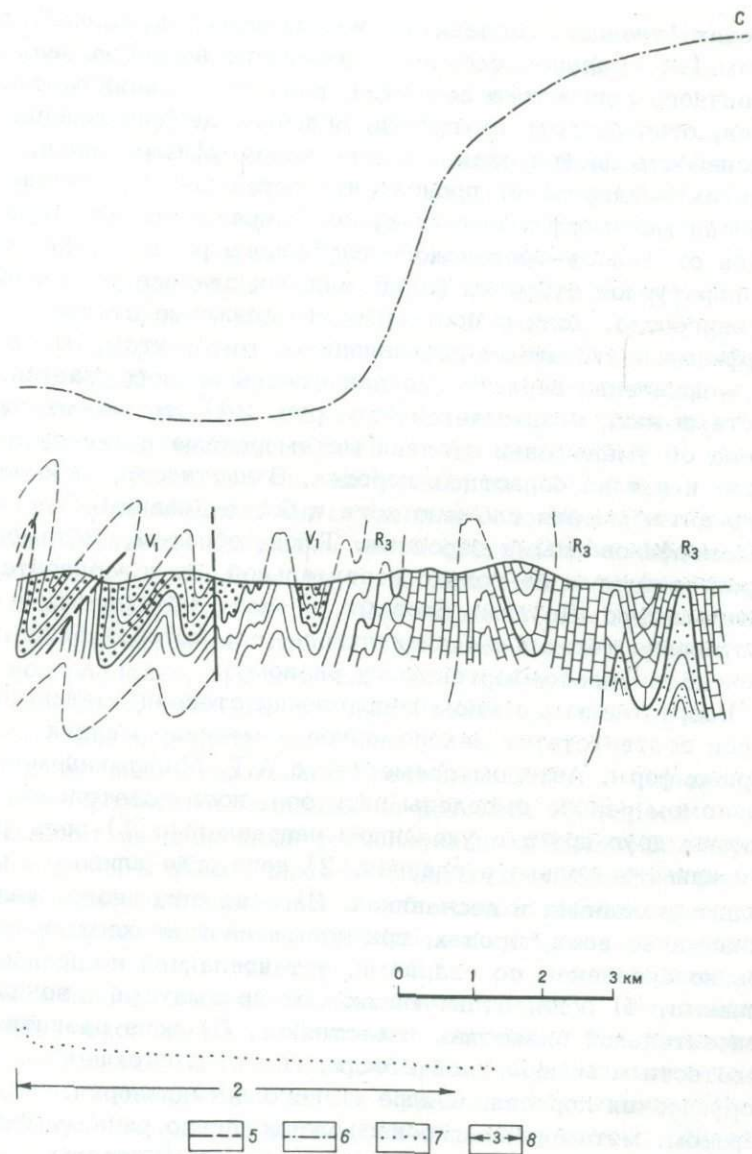


Рис. 24. Геологические разрезы вдоль рек Шильбилисай (А - по А.Г. Малюжинцу, 1974 г.) и Карабура (Б - по М.А. Гончарову, 1974 г.)

1 - верхняя терригенная толща (песчаники, глинистые и филлитовые сланцы, в нижней части с известняками); 2 - известняковая толща (а - верхняя - глинистые и филлитовые сланцы, известняки, редко песчаники, б - нижняя - известняки и мраморы, глинистые и филлитовые сланцы); 3 - нижняя



терригенная толща (глинистые сланцы, песчаники, редкие известняки); 4 - Таласо-Ферганский глубинный разлом; 5 - другие разломы; 6 - зеркало складчатости по подошве 2а; 7 - степень регионального метаморфизма пород в условных единицах, главным образом с учетом размера новообразованных зерен (по Н.С. Фроловой); 8 - зоны разного характера мелких структурных форм (по М.А. Гончарову и А.Г. Малюжинцу)

породах (сланцах, песчаниках, известняках) по разным признакам (минеральный состав, соотношение новообразований и первичного глинистого вещества, размер новообразованных зерен, отчетливость их границ, величина двупреломления, интенсивность двойниковая, степень идиоморфизма зерен, степень их вытянутости) происходит постепенное уменьшение степени метаморфизма в северном направлении, по мере удаления от Таласо-Ферганского глубинного разлома, от низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев до глубинного эпигенеза. Если сопоставить это снижение степени метаморфизма в указанном направлении с тем фактом, что в том же направлении зеркало складок отнюдь не погружается, а местами даже воздымается (см. рис. 24), то можно сделать вывод об уменьшении степени метаморфизма к северу в том числе и в одновозрастных породах. В частности, ядро северного антиклинория сложено хотя и более древними, но менее метаморфизованными породами. Таким образом, метаморфизм характеризуется не только вертикальной, но и горизонтальной зональностью. Другими словами, в эпоху метаморфизма существовала термальна́я антиклиналь, ось которой была приурочена к Таласо-Ферганскому разлому.

Возрастанию в южном направлении степени метаморфизма пород соответствует закономерное изменение мелких структурных форм. Автором совместно с А.Г. Малюжиным в описываемом районе выделены пять зон, последовательно сменяющих друг друга в указанном направлении: 1) зона развития кливажа только в сланцах, 2) зона, где кливаж развит только в сланцах и песчаниках, 3) зона сплошного развития кливажа во всех породах, при повышенной вязкости известняков по сравнению со сланцами, установленной по преломлению кливажа, 4) зона, отличающаяся от предыдущей пониженной относительной вязкостью известняков, 5) зона развития сланцеватости и мелкой плейчатости, как в "настоящих" метаморфических породах, в ядре южного антиклинория. Таким образом, метаморфизм произошел несколько раньше складчатых деформаций, поскольку деформировались породы, вязкость которых была понижена в процессе метаморфизма [Гончаров, Фролова, 1977].

Однако для того чтобы рассматривать процесс регионального метаморфизма не только в качестве предшественника, но и как причину складкообразования, необходимо наличие в складчатой структуре таких особенностей, которые являются

следствием метаморфогенной адвекции, происходящей в условиях горизонтально-неоднородного метаморфизма. Как уже отмечалось, в этих условиях происходят частные и общие адвективные движения, приводящие к формированию антиклинорий на фоне протяженных структурных ступеней (см. рис. 15,в и 16,б), что характерно и для рассматриваемого района (см. рис. 24). Кроме того, должна иметь место закономерная вергенция складок по отношению к зоне максимального прогрева, а именно центростремительная вергенция в нижних толщах и центробежная — в верхних (см. рис. 16,б). Это тоже характерно для описываемого нами района. Южная вергенция складок наблюдается в слоях, относящихся к нижней половине разреза (нижней терригенной и нижней части средней известняковой толщи) и обнажающихся в пределах северной ступени и обоих антиклинорий. В складках, обнажающихся на центральной ступени и осложняющих верхнюю половину разреза (верхнюю часть средней известняковой и верхнюю терригенную толщу), наблюдается северная вергенция (см. рис. 24). На рис. 24 показана складчатая структура нижней, наиболее глубоко врезанной части речных долин. На водоразделах, при переходе от более древних свит к более молодым, наблюдается аналогичная картина — изменение направления вергенции складок.

Стадии метаморфогенного тектонического адвективного складкообразования показаны на рис. 25. На первом этапе происходит неоднородный региональный метаморфизм пород с максимумом в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома. В результате дегидратации и избыточного обводнения возникает инверсия плотности, приводящая к общим адвективным движениям по аналогии с рис. 16,б. При этом максимальное горизонтальное течение возникает в средней известняковой толще, поскольку по преломлению кливажа было установлено, что известняки вблизи Таласо-Ферганского разлома в результате метаморфизма стали более пластичными и менее вязкими, чем сланцы и тем более песчаники [Гончаров, Фролова, 1977]. Последнее соответствует данным экспериментов по изучению совместной деформации глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур [Лучицкий и др., 1967].

Более интенсивное течение средней известняковой толщи в сторону разлома привело к формированию в зоне разлома глубинного диапира со средней известняковой толщей в его ядре (бакаирской свитой), а также к тому, что складки в

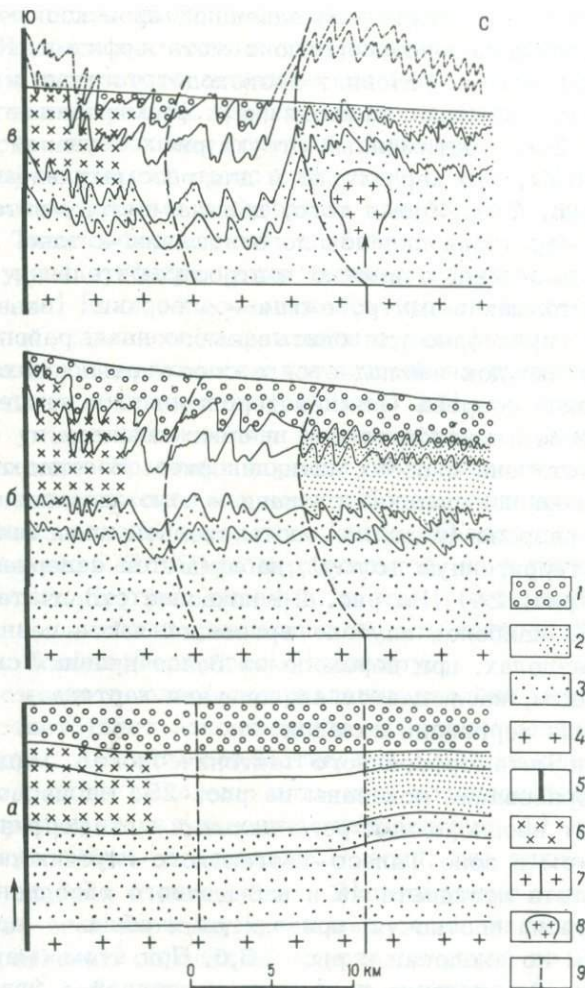


Рис. 25. Стадии метаморфогенного адвективного складкообразования в области северного склона Таласского хребта

1 - верхняя терригенная толща; 2 - известняковая, в северной части более терригенная толща; 3 - нижняя терригенная толща; 4 - кристаллический фундамент миогеосинклинали; 5 - повышенный тепловой и флюидный поток в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома в байкальском эндогенном цикле; 6 - часть известняковой толщи, в которой известня-

нижней терригенной толще имеют vergenцию южного, а в верхней терригенной толще — северного направления. Эта vergенция сочетается с асимметрией складок (рис. 26) в соответствии с теми закономерностями, которые были описаны на с.159 и отображены на рис. 20 и 21.

На определенном этапе (см. рис. 25,в) общие адвективные движения становятся неустойчивыми, и возникают частные адвективные движения, приводящие, как и в экспериментах (см. рис. 15,в), к формированию двух антиклинорий на фоне структурных ступеней. Однако возникшая ранее vergенция складчатости сохраняется. В частности, северный антиклинорий является моновергентным, т.е. на обоих его крыльях наблюдается vergенция только одного (южного) направления (см. рис. 24).

Заслуживает внимания ориентировка структур в плане (см. рис. 23). Оси крупных и мелких складок имеют запад-северо-западное простирание и параллельны Таласо-Ферганскому разлому. В то же время северный антиклинорий имеет тенденцию к субширотному простиранию, так что оси складок не параллельны оси антиклинория. Субширотным простиранием обладают еще две структурные линии. Первая линия, которая располагается несколько южнее оси северного антиклинория, является фациальной границей. К северу от нее средняя известняковая толща становится более терригенной, а нижняя терригенная толща — более грубообломочной. Если к этому добавить, что в рассматриваемой линейной зоне происходит уменьшение мощности средней известняковой толщи в северном направлении, то можно заключить, что эта линейная зона, по-видимому, является поверхностным отражением субширотного глубинного разлома, контролировавшего распределение фаций и мощностей названных отложений (см. рис. 25,а).

Вторая субширотная структурная линия — это линия, соединяющая центры двух гранитных позднескладчатых аллох-

---

ки более текучие, чем терригенные породы; 7 — разлом в фундаменте, контролировавший распределение осадочных фаций, местоположение северного антиклинория и внедрение аллохтонных гранитоидов (8); 9 — условные первично вертикальные линии-индикаторы горизонтальных перемещений и ориентировки осевых поверхностей складок в адвектирующем комплексе

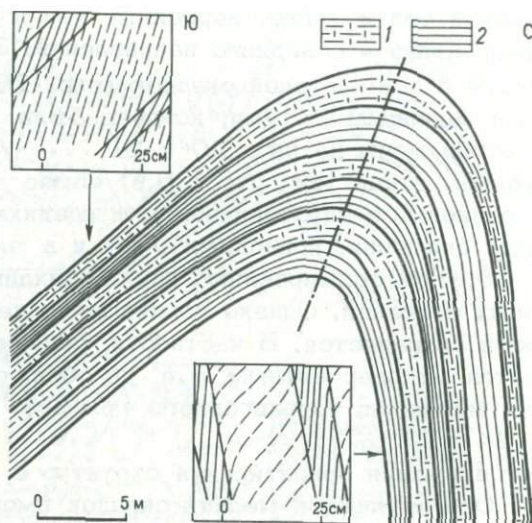


Рис. 26. Асимметричная антиклиналь в верхах известняковой толщи. По Н.С. Фроловой (1974 г.)

Показаны границы пакетов чередующихся слоев известняков и филлитовых сланцев, более крупным планом — различие в преломлении кливажа на противоположных крыльях. Кливаж в известняках обозначен сплошными, а в сланцах — прерывистыми линиями. Характер преломления кливажа указывает на пониженную вязкость известняков по сравнению со сланцами. Содержание известняков больше (1) и меньше (2)

тонных массивов, вдоль которой наблюдаются следы гидротермальной деятельности в виде кварцевых жил. Эта линия располагается к северу от первой структурной линии и, по-видимому, также является отражением глубинного разлома. Не исключена возможность того, что обе структурные линии являются отражением одного и того же разлома миегосинклинального фундамента. Поскольку первая фиксирует доскладчатый этап осадконакопления, а вторая — позднескладчатый этап интрузивной деятельности, то первая линия в процессе общих адвективных движений и складкообразования могла быть смещена в горизонтальном направлении в сторону Таласо-Ферганского разлома (см. рис. 25). Что касается несоответствия между простираемостью осей складок и северного антиклинория, то, вероятнее всего, складки возникли как ре-

зультат общих адвективных движений, обусловленных горизонтальной неоднородностью метаморфизма, которая контролировалась Таласо-Ферганским глубинным разломом первого порядка, а северный антиклинорий — как следствие частных адвективных движений, когда адвективный вал сформировался в зоне субширотного разлома второго порядка.

Из рис. 25,б видно, что горизонтальное сокращение слоистой толщи составило в период складкообразования всего 20%. Эта оценка основана не на свойствах адвективных движений (при общих адвективных движениях величина такого сокращения может превышать 50%, см. рис. 16,б), а на особенностях структуры региона. Чтобы при таком незначительном горизонтальном сокращении сформировались складки, наблюдаемые в данном регионе, угол между крыльями которых составляет  $30-40^\circ$ , необходим существенный вклад механизма относительного скольжения кливажных пластин параллельно осевым плоскостям и удлинения слоев. Реконструкция первичной мощности толщ (см. рис. 25,а) произведена с учетом этого обстоятельства.

Рассматриваемый регион в известной мере можно считать опорным для выявления критериев адвективных тектонических движений и складкообразования. Эти критерии таковы:

1) характерны особенности тектонического и метаморфического развития, обусловленные миогеосинклинальным типом эндогенного режима: а) на его доинверсионной стадии накопились осадочные толщи, потенциально наиболее благоприятные для последующего избыточного обводнения, обусловленного прогрессивными метаморфическими реакциями дегидратации; это подтверждается широким развитием регионального кливажа, который согласно новейшим представлениям и экспериментам образуется в породах, насыщенных флюидами [Лебедева, 1976], б) миогеосинклинальный фундамент оказался слабо проницаемым для метаморфизирующих флюидов, что обусловило горизонтальную метаморфическую зональность с максимумом в зоне Таласо-Ферганского глубинного разлома, более проницаемой для этих флюидов, в) миогеосинклинальный фундамент ограничил адвективную подвижность нижней части нижней терригенной толщи, которая "прилипла" к нему;

2) складчатые деформации развивались в породах, вязкость которых была понижена предшествовавшим процессом метаморфизма, другими словами, последний немного опережал складкообразование;

3) зона восходящих адвективных движений совпадает с зоной максимального метаморфизма. Ядро глубинного диапира — южного антиклинория — сложено средней известняковой толщей, в наибольшей степени мраморизованной. Появляется кристаллизационная сланцеватость и зачатки метаморфической полосчатости. Мелкая складчатость, вплоть до пloyчатости, по своему стилю близка к складчатости высокометаморфизованных толщ;

4) нижнее горизонтальное адвективное течение, "питающее" глубинный диапир, также максимально в известняковой толще. Характерно, что вблизи глубинного диапира известняки вследствие метаморфизма стали менее вязкими и более пластичными, чем сланцы и песчаники; фациальная граница внутри известняковой толщи испытала горизонтальное смещение в указанном направлении; книзу от известняковой толщи преобладает вергенция складок южного направления, а сверху — северного; направление вергенции совпадает со стилем асимметрии складок, который также определяется структурой горизонтального адвективного течения.

Что касается верхнего противоположно направленного горизонтального адвективного течения, то такие его следы, как зона растяжения над глубинным диапиром и лежащая складчатость и шарьяжи по периферии отсутствуют. По-видимому, это течение осуществлялось посредством денудации в области диапира и переноса материала к периферии в обломочном состоянии. Косвенным подтверждением служит то обстоятельство, что еще на самом раннем этапе инверсионной стадии, при формировании верхней терригенной толщи, мощность последней убывает по направлению к Таласо-Ферганскому разлому (см. рис. 23 и 25,а). Другими словами, рост глубинного диапира ощущается на земной поверхности с самого начала инверсионной стадии.

### Северо-Западный Каратау

Специальные исследования по проблеме геосинклинального складкообразования проводили на примере хребта Каратау (Южный Казахстан) сотрудники Института геологических наук АН Казахской ССР во главе с Е.И. Паталахой; результаты этих исследований содержатся в их монографии.

Складчатая область Северо-Западного Каратау\* примыкает с юго-запада к Главному Каратаускому глубинному разлому — северо-западному продолжению Таласо-Ферганского разлома. В каледонском цикле здесь господствовал миогеосинклинальный эндогенный режим. На его доинверсионной стадии накопился осадочный комплекс венда — ордовика общей мощностью 2—4 км. Этот комплекс состоит из нескольких свит, которые можно по преобладанию терригенного или кремнисто-карбонатного материала сгруппировать в три толщи: 1) нижнюю терригенную (ранская и карагурская свиты нижней части нижнего венда, средняя мощность около 400 м), 2) среднюю кремнисто-известняковую (верхняя часть нижнего венда — кембрий, средняя мощность около 550 м) и 3) верхнюю терригенную (ордовик, средняя мощность около 1600 м). Средняя кремнисто-известняковая толща отличается от нижней и верхней терригенных не только по составу, но и значительно более тонкослоистым чередованием пород вплоть до микрослоистости в кремнистых сланцах.

Современная структура характеризуется складчатостью полного типа, простирающейся параллельно Главному Каратаускому разлому. В качестве примера приведем один из разрезов (рис. 27). На этом разрезе показаны далеко не самые мелкие складки. В то же время Е.И. Паталаха и Т.В. Гиоргобиани подчеркивают, что довольно типична своеобразная дисгармония, выражающаяся в том, что в разных по составу свитах развиты складки различных размеров, от сантиметровых до имеющих более 100 м в поперечнике. По этому признаку ими выявлен ряд свит в порядке снижения вязкости слагающих их пакетов чередующихся слоев разного состава; наибольшей вязкостью во время складкообразования обладала верхняя терригенная толща. Несколько более податлива была нижняя терригенная толща, находившаяся в контакте с жестким рифейским фундаментом миогеосинклинали. Наименее вязкой оказалась средняя кремнисто-известняковая толща. В этом отношении последняя сходна со средней известняковой толщей Таласского хребта, хотя природа пониженной вязкости здесь совершенно иная и обусловлена не процессами метаморфизма, а первичной тонкослоистой текстурой толщи. В рассматриваемом регионе породы испытали только самый

---

\* Более подробно см. "Структурный анализ . . ." [Паталаха, Гиоргобиани, 1975].

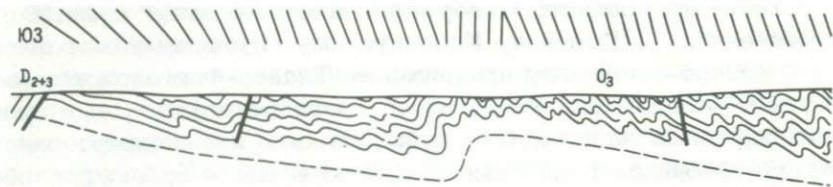
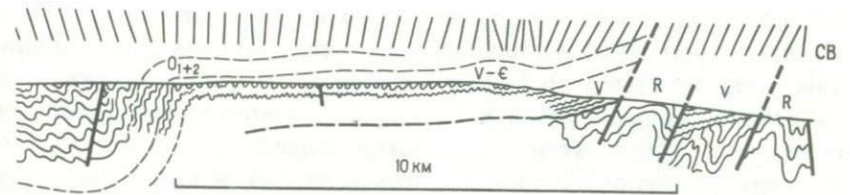


Рис. 27. Геологический разрез Северо-Западного Каратау (разреза). По Е.И. Паталахе и Т.В. Гиоргобиани [1975]

начальный метаморфизм стадии глинистых сланцев; Однако и здесь имеются некоторые признаки, свидетельствующие об усилении метаморфизма в полосе, примыкающей к Главному Каратаускому глубинному разлому, в частности, появление сланцеватости, в то время как на удалении от разлома развит только кливаж.

Е.И. Паталаха и Т.В. Гиоргобиани [1975] обращают внимание на следующие характерные особенности складчатой структуры. Во-первых, наблюдается убывание интенсивности складчатости по мере удаления от Главного разлома в юго-западном направлении. На этом основании они считают складчатость шовной, возникшей в результате действия горизонтальных сил, приложенных к слоистой толще со стороны разлома. Во-вторых, преобладает юго-западная вергенция складчатости, которую они связывают с поверхностно-гравитационным эффектом течения пород в направлении "тектонического уклона", т.е. из зоны антиклинория в зону смежного синклинория. В-третьих, вблизи разлома, где интенсивно просачиваются флюиды, повышается степень метаморфизма, возникает кристаллизационная сланцеватость и снижается плотность и вязкость пород, развиваются процессы глубинного диапиризма и формируются крупные антиклинали или небольшие антиклинории.

Думается, что названные авторы указывают на слишком многие причины для объяснения происхождения складчатой структуры и что все эти реально существовавшие причины можно свести к одной первопричине - метаморфогенным адвективным тектоническим движениям общего типа. Если снова обратиться к рис. 16, то можно видеть, что интенсивность адвективной складчатости убывает по мере удаления от зоны максимального прогрева, имитирующей глубинный разлом. В верхней части толщи вергенция складчатости на-



(ориентировка кливажа осевой плоскости показана поверх

правлена в периферическую сторону и связана с верхним горизонтальным адвективным течением. Если наряду с общими адвективными движениями возникают частные движения, то в зоне максимального прогрева формируется глубинный диапир (рис. 25,в).

Помимо названных особенностей складчатой структуры, имеются и другие, сближающие последнюю с рассмотренной выше структурой Таласского хребта. Это прежде всего пологое или горизонтальное залегание зеркала складчатости на обширных участках. Кроме того, необходимо обратить внимание, что вергенция складчатости устойчива по своему направлению только в верхней терригенной толще ордовика. Ниже направление вергенции не столь определено, а в отложениях венда, соответствующих нижней части средней кремнисто-известняковой толщи в совокуности со всей нижней терригенной толщей, оно отчетливо противоположное, т.е. северо-восточное (см. рис. 27).

Имеются и другие признаки, сближающие структуру Северо-Западного Каратау (см. рис. 27) со структурой модели (см. рис. 16). Это, во-первых, наличие более жесткого рифейского фундамента, "прилипание" к которому подошвы чехла и обеспечило указанное выше разнообразие вергенции складчатости. Во-вторых, постепенное выполаживание осевых поверхностей складок и кливажа по направлению от зоны Главного разлома. Флексуры крайней юго-западной части рассматриваемого района сходны с лежащими складками, сопровождающими тектонические покровы [Белостокский, 1970, рис. 10]. Их можно трактовать как зачаточную форму шарьяжей.

Вопрос о величине горизонтального сокращения слоистой толщи при складкообразовании решается авторами с помощью разработанного Е.И. Паталахой метода оценки величины де-

формации по характеру структурного парагенезиса (кливаж, трещиноватость, жилы альпийского типа, линейность, будинаж, птигматиты и др.), сопровождающего складчатость. Если в зоне, примыкающей к Главному Каратаускому разлому, горизонтальное сжатие оценивается цифрой 50% и более, то по мере удаления от разлома эта величина убывает до 10–20%. Это в общем соответствует распределению величины деформаций в нашей модели (см. рис. 16,б).

Однако, как и в регионе Таласского хребта, имеются обстоятельства, на которые необходимо обратить внимание. В осадочном комплексе выделяются два горизонта конгломератов: нижнеранская подсвета базальных конгломератов нижнего венда (мощность около 150 м) и байконурская свита тиллитоподобных конгломератов верхнего венда (от 20 до 120 м). Эти горизонты смяты лишь в пологие складки шириной более 10 км, резко дисгармоничные по отношению к остальной складчатой структуре. Если поведение базального горизонта еще можно объяснить "прилипанием" к фундаменту, то слабая дислоцированность "внутреннего" горизонта, подстилаемого и перекрытого интенсивно складчатыми толщами, дает повод говорить о завышении оценки величины горизонтального сокращения осадочного комплекса. Трудно представить, чтобы горизонт конгломератов мощностью около 100 м при длине в десятки километров, включенный в значительно более податливую тонкослоистую толщу мощностью 2–4 км, мог испытать значительное горизонтальное укорочение практически без смятия в складки. По-видимому, и в данном регионе большую роль играл механизм "скальвания" вдоль кливажа, обеспечивающий в более податливых толщах интенсивную складчатость при незначительном горизонтальном сокращении осадочного комплекса.

Весьма существенно параллельное затухание в юго-восточном направлении как разломов, образующих зону Главного разлома, так и обусловленной этим разломом складчатости; это также подтверждает адвективную природу складчатости Северо-Западного Каратау.

### Западный склон Южного Урала

С востока западный склон Южного Урала\* ограничен Главным Уральским глубинным разломом такого же ранга, что и Таласо-Ферганский и Главный Каратауский разломы.

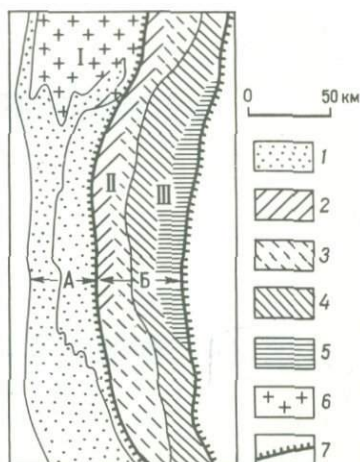
\* Более подробно см. "Складчатые структуры Южного Урала" [Сенченко, 1976].

Рис. 28. Схема метаморфизма западного склона Южного Урала. По Г.С. Сенченко [1976], с упрощением

Зоны: А - миогеосинклинальная (Западно-Уральская), Б - криптоэвгеосинклинальная (Зилаиро-Сакмарская). I - Башкирское краевое поднятие;

II - Зилаирский синклиниорий; III - антиклиниорий Уралтау.

Каледонско-Герцинский метаморфизм: 1 - начальный эпигенез, 2 - глубинный эпигенез, 3 - низкотемпературные субфации фации зеленых сланцев; 4 - фация зеленых сланцев; 5 - каледонский низкоградиентный метаморфизм; 6 - байкальский метаморфизм; 7 - контур криптоэвгеосинклинальной зоны



В палеозое здесь господствовал миогеосинклинальный эндогенный режим, в отличие от эвгеосинклинального на восточном склоне. В это время здесь накопилась преимущественно осадочная толща мощностью от 2-3 до 6-7 км, по разным авторам. Г.С. Сенченко выделяет в пределах рассматриваемой области западную собственно миогеосинклинальную зону и восточную криптоэвгеосинклинальную зону (рис. 28). В миогеосинклинальной зоне, примыкающей к Восточно-Европейской платформе, сохранился практически непроницаемый для интрузий и флюидов архей-раннепротерозойский фундамент. В криптоэвгеосинклинальной зоне этот фундамент подвергся существенной переработке в рифейское время; в палеозойскую эру степень его проницаемости была выше, чем в миогеосинклинали (что способствовало формированию вулканитов с ордовика до среднего девона), но ниже, чем в эвгеосинклинали. Это обусловило также и горизонтальную метаморфическую зональность. Степень метаморфизма возрастает с запада на восток от начального эпигенеза до фации зеленых сланцев вблизи Главного Уральского разлома (см. рис. 28), в том числе в разновозрастных отложениях.

Основное складкообразование произошло в герцинскую эпоху. В современной структуре к востоку от Восточно-Евро-

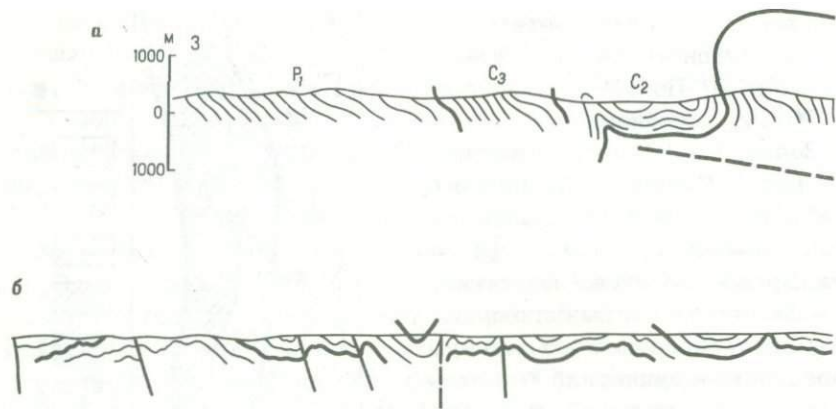
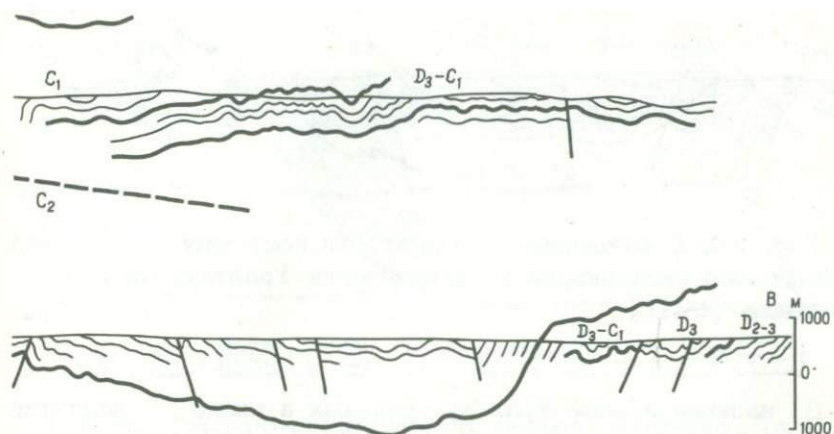


Рис. 29. Геологический разрез Зилаирского синклинория а – западная часть, б – восточная часть

пейской платформы выделяются следующие основные элементы: Предуральский передовой прогиб, Башкирское краевое поднятие, Зилаирский синклинорий и антиклинорий Уралтау.

Поскольку в центре нашего внимания находятся структурные формы, создаваемые в процессе общих адвективных движений, то наиболее интересны такие участки складчатой области, где не очень резко выражены или совсем отсутствуют осложняющие эти формы частные антиклинории и синклинории, рассматриваемые нами как результат частных адвективных движений. В этом отношении весьма благоприятен для анализа южный участок, где Башкирское поднятие переходит в Сакмарскую флексуру, вдоль которой происходит сочленение Зилаирского синклинория непосредственно с Предуральским передовым прогибом. Сам синклинорий по той же причине по существу превращается в структурную ступень с пологим и горизонтальным зеркалом складчатости (см. рис. 28).

Г.С. Сенченко [1976] для всего Южного Урала установлена следующая закономерность vergенции складчатости. Осевые поверхности складок образуют в синклинориях веер, сходящий книзу. Это относится и к рассматриваемому нами району. Однако в связи с отмеченным вырождением Зилаирского синклинория в структурную ступень эта закономерность затушевывается. Создается впечатление, что снова, как и в описанных выше регионах, vergенция складчатости зависит от положения складок в разрезе. На восточном крыле синклинория,



(р. Бол. Сурень). По Г.С. Сенченко [1976], с упрощением

где обнажаются нижние части разреза (вулканогенно-терригенные образования ордовика – среднего девона), vergенция имеет восточное направление, а к западу, в пределах структурной ступени и ограничивающей ее с запада Сакмарской флексуры, в верхней части разреза (преимущественно терригенный комплекс верхнего девона – нижней перми) наблюдается западная vergенция складчатости. При этом в западном направлении происходит выполаживание осевых поверхностей складок, как это было отмечено для складчатой области Северо-Западного Каратау. При этом тенденция к формированию пологих надвигов, по сравнению с названной областью, вполне реализуется. В последнее время в результате бурения, действительно, обнаружены надвиги, имеющие амплитуду до 10–15 км (один из них отображен на рис. 29). Это еще больше приближает складчатую структуру к адвективной модели, изображенной на рис. 16,б.

Другие черты сходства рассматриваемой складчатой структуры со структурой модели, а также со структурой описанных выше регионов, таковы:

- 1) линейность складчатости и ее параллельность Главному Уральскому разлому;
- 2) увеличение интенсивности складчатости по мере приближения к оси антиклинория Уралтау, примыкающего к названному разлому (рис. 30);

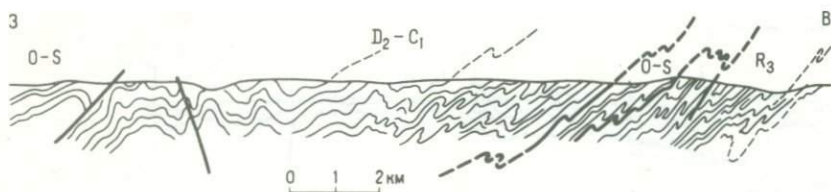


Рис. 30. Соотношение складчатости восточного борта Зилаирского синклинория и антиклинория Уралтау. По Г. С. Сенченко [1976]

- 3) наличие в зоне Уралтау овальных в плане поднятий типа глубинных диапиров;
- 4) асимметрия складок\*.

Довольно своеобразен фундамент палеозойской геосинклинали рассматриваемой области. Дело в том, что в антиклинории Уралтау рифейские образования смяты вместе с перекрывающими их палеозойскими отложениями в единую систему складок (см. рис. 30). По геофизическим данным, поверхность гранито-гнейсового слоя в зоне криптоэвгеосинклинали проходит внутри рифейской толщи. Другими словами, подошва адвектирующей толщи не совпадает с подошвой геосинклинали чехла, как в Северо-Западном Каратау (см. рис. 27), а располагается глубже. Возникает вопрос, каким образом верхняя часть рифейского комплекса осталась недислоцированной в байкальскую эпоху. Одним из возможных объяснений может служить концепция Н.С. Шатского об унаследованности тектоникой палеозойских отложений основных черт байкальского этапа [Сенченко, 1976] в сочетании с развиваемой здесь адвективной гипотезой.

Байкальский эндогенный цикл также характеризуется горизонтальной неоднородностью метаморфизма. Степень последнего также усиливается по мере приближения к Главному Уральскому разлому. Вполне возможно, что и в этом цикле в зоне Уралтау развивался глубинный диапир, однако в отличие от палеозойского этапа его складчатое ядро (см. рис. 16,б) так и не поднялось к поверхности. В результате палеозойские толщи откладывались на нескладчатой "оболочке"

\* Впервые обнаружена автором [Гончаров, 1963, 1965].

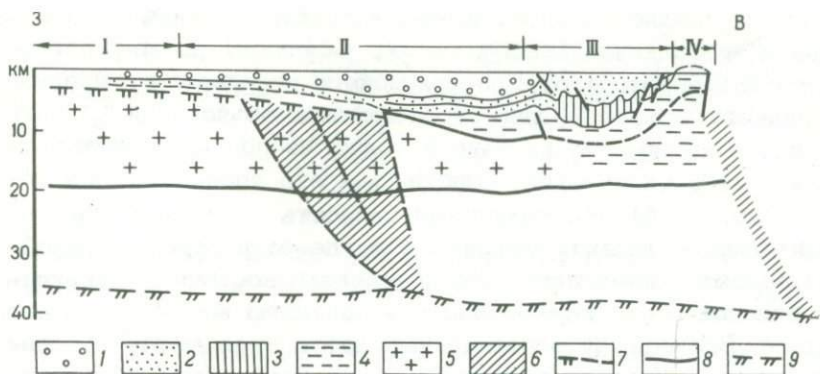


Рис. 31. Геолого-геофизический разрез западного склона Южного Урала, (на широте г. Баймак). По Г.С. Сенченко [1976], с упрощением

1 - верхний карбон - пермь; 2 - средний девон - средний карбон; 3 - ордовик - нижний девон; 4 - рифей; 5 - архей - древнепротерозойский фундамент в пределах Восточно-Европейской платформы и Предуралья передового прогиба; 6 - зоны глубинных разломов; 7-9 - плотностные границы раздела в земной коре (7 - гранито-гнейсового слоя, 8 - гранулитобазитового слоя, 9 - поверхность Мохоровичича)

этого диапира с параллельным, но не угловым несогласием. Поэтому в герцинскую эпоху они составляли с верхней частью рифея единый комплекс, способный к складчатым деформациям, в отличие от складчатого ядра байкальского этапа, которое в герцинскую эпоху играло роль фундамента.

Приведем сведения о возрасте метаморфизма и складчатости. По данным В.И. Ленных [Сенченко, 1976], зеленосланцевый метаморфизм герцинской эпохи в зоне антиклинария Уралтау произошел 350-357 млн. лет назад, т.е. в конце девона. Между тем в общую систему линейных складок на западном склоне Южного Урала смяты отложения, включая нижнепермские (см. рис. 29). Это подтверждает приведенные выше сведения о запаздывании процесса складкообразования по отношению к метаморфизму и вполне укладывается в рамки гипотезы об адвективном происхождении складчатости.

В складчатой области западного склона Южного Урала можно выделить зону, соответствующую зоне нисходящего адвективного потока в адвективной модели (см. рис. 16,б). На рис. 31 приведен геолого-географический разрез. Из него

видно, что мощность адвектирующей толщи (верхняя часть рифея и геосинклинальный комплекс палеозоя) резко увеличивается при переходе от Предуральского передового прогиба к складчатой области. Одно из возможных объяснений этого явления — выжимание названной толщи из-под прогиба и нагнетание ее в складчатой области, как это происходит и в модели (рис. 16,б). Максимальная скорость этого нижнего горизонтального течения имела место где-то в середине рифей-палеозойского комплекса, что обусловило восточную vergenцию складок в его нижней части и западную vergenцию в его верхней. Восходящий вертикальный поток имел место в зоне антиклинория Уралтау вблизи Главного Уральского разлома. Нисходящий поток реализовался в прогибании в зоне Предуральского прогиба и накоплении осадочной толщи верхнего палеозоя. Верхний горизонтальный поток западного направления проявлялся как в некотором течении материала с образованием лежачих складок и пологих надвигов, о чем писал еще Б.М. Келлер [Сенченко, 1976], так и переносе материала в обломочном состоянии, завершившемся осадконакоплением в передовом прогибе.

### Западные Альпы

Западные Альпы являются классической областью развития тектонических покровов. В последние годы значительный вклад в разработку проблемы морфологии и кинематики тектонических покровов был внесен И.И. Белостоцким [1970].

Основные черты строения Западных Альп таковы (рис. 32). Недалеко от северо-западной окраины области протягивается антиклинальная зона внешних кристаллических массивов, представляющих собой выходы докембрийского фундамента, главным образом гранитов и метаморфических сланцев. На внешнем склоне массивов присутствует мезозойский и палеогеновый осадочный чехол в автохтонном залегании. На этом чехле лежат тектонические покровы отложений того же возраста, известные под названием гельветских. Эти покровы были перемещены из участков, отвечающих осевой зоне массивов и их юго-восточному склону. В непосредственной близости к массивам с их тыловой (юго-восточной) стороны располагаются очень своеобразные пеннинские покровы. Их ядерные части сложены древними гранитами, гранито-гнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами, испытавшими в

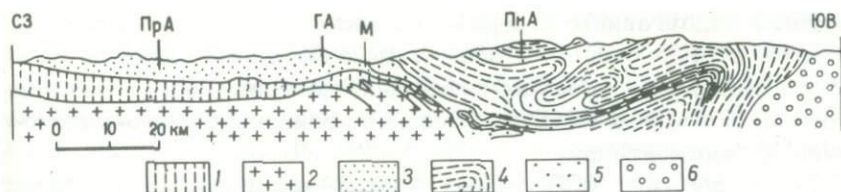


Рис. 32. Поперечный разрез Западный Альп. По В.В. Белоусову [1971] и И.И. Белостоцкому [1970] с упрощением

1 — автохтонный мезо-кайнозой; 2 — древние кристаллические породы; 3 — мезо-кайнозой гельветских покровов; 4 — метаморфические породы пеннинских покровов; 5 — нижний мезозой пеннинских покровов; 6 — кристаллические породы зоны Ивреа (крайней юго-восточной зоны северной ветви Альп). ПрА — Предальпы, ГА — Гельветские Альпы, ПнА — Пеннинские Альпы, М — Аарский кристаллический массив

альпийскую эпоху повторную метаморфическую "мобилизацию", которая придала им настолько значительную пластичность, что они деформировались совместно с мезозойским осадочным чехлом. Последний слагается сравнительно слабо метаморфизованными так называемыми блестящими сланцами. Движение этих покровов было также направлено к северо-западу. Местами пеннинские покровы выдвинулись далеко вперед, в область Гельветид, достигнув северо-западной окраины антиклинальной зоны внешних кристаллических массивов. К юго-востоку от области Пеннид расположен крупнейший глубинный разлом, отделяющий описанную область Альп от Южных Альп, в зоне которого располагаются круто залегающие "корни" пеннинских покровов. К юго-востоку от этой зоны, в Южных Альпах, тектоника совершенно иная. Здесь развиты круто наклоненные друг на друга блоки, образующие лестницу структурных ступеней, понижающуюся к югу.

Покровная структура Западных Альп сформировалась в основном на инверсионной стадии геосинклинального режима, до новейшего орогенного этапа, начавшегося в позднем олигоцене. Г. Д. Ажгирей [1977], И. И. Белостоцкий [1976] и другие исследователи считают, что эта структура, равно как и шарьяжи в иных складчатых областях, обязана своим происхождением механизму глубинного поддвига, направленного в сторону корней шарьяжей, который сочетается с приповерх-

ностным надвиганием к периферии геосинклинальной системы, а также с прогибанием в зоне перишарьяжной депрессии, расположенной перед фронтом шарьяжей, которая представляла собой в это время область обильной олистостромово-олистолитовой седиментации.

Таким образом, в Западных Альпах еще более отчетливо, чем в описанных выше других складчатых областях, фиксируются следы адвективных тектонических движений общего типа, отображенных на рис. 16,б. Имеется глубинный разлом, ограничивающий с юго-востока область развития покровной структуры, к которому приурочена зона повышенного метаморфизма пород (вплоть до амфиболитовой фации), свидетельствующая о неравномерности теплового потока на инверсионной стадии геосинклинального режима. Субвертикальная ориентировка корней пеннинских покровов в этой зоне наряду с проявлениями глубинного диапиризма говорит о существовании здесь восходящего адвективного потока, а значительное горизонтальное сжатие этих корней — о компенсирующем глубинном горизонтальном адвективном потоке, или о рассредоточенном пододвигании пород основания в направлении рубцовых, или корневых, зон [Ажгирей, 1977]. Противоположно направленный поверхностный адвективный поток реализовался в системе шарьяжей, а нисходящий поток — в зонах перишарьяжных депрессий.

Оценить мощность адвектирующей толщи в Западных Альпах можно, учитывая два обстоятельства. Во-первых, нет никаких признаков наличия в видимой части разреза (см. рис. 32) осевой зоны горизонтального глубинного потока, т. е. зоны максимальных перемещений. Напомним, что в описанных выше складчатых областях такая зона выявлялась по vergенции складчатости в нижних частях слагающих их толщ, направленной в сторону глубинного разлома. В Западных Альпах vergентность структур даже в кристаллическом фундаменте имеет противоположное направление, в сторону периферии складчатой области. Это говорит о том, что зона максимальной скорости и амплитуды горизонтального глубинного потока располагается где-то внутри фундамента. Во-вторых, подошва адвектирующей толщи вряд ли находится глубже зоны анатектических расплавов. Последняя же залегает на глубине около 20 км или несколько больше [Добрецов, 1978]. И.И. Белостоцкий [1976] также допускает, что глубина формирования шарьяжей иногда совпадает с уровнем фронта миг-

матизации. Если это так, то следует считать подошву адвектирующей толщи, которая граничит с зоной анатектических расплавов, свободной границей в механическом смысле, вдоль которой скорость горизонтального перемещения при адвекции была максимальна. Напомним, что именно такое допущение положено в основу простейшей математической модели. В этом состоит отличие от рассмотренных выше других складчатых областей, где геосинклинальный фундамент, сложенный более вязкими породами, играл роль твердой границы, к которой "прилипла" нижняя часть адвектирующей толщи, а вергенция складок в этой части толщи была направлена в сторону глубинного разлома (см. рис. 16,б).

Итак, если мы примем, что в Западных Альпах зона максимальной скорости и амплитуды глубинного горизонтального течения располагалась на глубине порядка 20 км, а в модели (см. рис. 16,б) амплитуда горизонтального поверхностного течения искусственно ограничена боковой стенкой прибора и тем не менее примерно в 1,5 раза превосходит глубину оси глубинного горизонтального потока, то можно сделать вывод, что амплитуда шарьяжей должна быть больше 30 км. При этом необходимо подчеркнуть, что речь идет об абсолютной амплитуде, т.е. о перемещении относительно некоторой неподвижной системы отсчета. Однако обычно амплитуду шарьяжей отождествляют с расстоянием между фронтом и корнями покрова [Белостоцкий, 1970]. Между тем в корнях покровов наблюдается значительное горизонтальное сжатие. Так, по мнению В.В. Белоусова и В.Н. Шолпо, в Западных Альпах имело место сокращение в несколько раз первичных горизонтальных размеров в зоне корней пеннинских покровов. Меньшая величина сокращения наблюдается в модели (см. рис. 16,б). А из этого следует, что расстояние между фронтом и корнями покрова отражает относительную амплитуду горизонтального смещения, в которой суммируется результат как верхнего, так и противоположного нижнего горизонтальных течений (см. рис. 16,б). Учитывая сказанное, максимальная относительная амплитуда шарьяжей в Западных Альпах должна оцениваться величиной порядка 50 км и более, что и соответствует действительности [Белостоцкий, 1970].

Возникает вопрос — почему в одних складчатых областях шарьяжи практически отсутствуют, а в других широко развиты. В рамках гипотезы об адвективных движениях можно

указать на два фактора, способствующих формированию шарьяжей.

Это, во-первых, стадия, на которой прекратились адвективные движения. Для иллюстрации этого положения привлечем модели, изображенные на рис. 15. На ранних стадиях (рис. 15, а, б), несмотря на развитие мелкой складчатости, тенденция к вергенции складок лишь намечается. На средней стадии (в) эта тенденция усиливается, и в краевых частях модели появляются отчетливые признаки как глубинного горизонтального центростремительного перемещения, так и поверхностного, направленного к периферии, сопровождаемого горизонтальным сжатием корневых зон. На поздней стадии (г) все эти явления еще более усиливаются. По этому признаку, в частности, отличаются складчатая область Таласского хребта и складчато-покровная область Западных Альп. В первой области отсутствуют даже намеки на наличие покровной структуры, при этом общее горизонтальное сокращение области оценивается величиной порядка 20%. В Западных Альпах в корневой зоне пеннинских покровов имело место более чем двукратное горизонтальное сокращение, т. е. сокращение более чем на 50%. Другие описанные складчатые области занимают в этом отношении промежуточное положение; в них есть признаки начала процесса шарьяжеобразования, о чем говорилось выше.

Во-вторых, — это форма поверхностного горизонтального потока. Если этот поток происходит в верхней части земной коры, то он реализуется в форме шарьяжей, а в перишарьяжных депрессиях имеет место обильная олистостромово-олистолитовая седиментация. Если же он представляет собой перемещение обломочного материала в гидросфере, то шарьяжи отсутствуют, и в краевых прогибах накапливаются обычные осадочные толщи. Вероятно, и в этом состояло различие в развитии Западных Альп, с одной стороны, и других описанных выше складчатых областей — с другой.

С этой точки зрения интересна намечающаяся связь районов интенсивного проявления покровной тектоники с теми частями геосинклинальных областей, которые характеризуются относительно неглубоким залеганием фундамента [Белостокский, 1970]. Как мы видели выше на примере Западных Альп, в этом случае фундамент сам активно участвует в адвективных движениях, зона максимальных скоростей и амплитуд глубинного горизонтального потока располагается на значительной глубине и, возможно, представляет собой свобод-

ную поверхность, не встречающую большого сопротивления своему движению. Сочетание большой мощности адвектирующей толщи со свободной нижней границей способствует далеко заходящему процессу адвекции в течение времени, "отпущенного" природой на инверсионную стадию геосинклинального режима. Напомним в этой связи формулу (5) на с.120, в которой, в частности, время полуоборота адвектирующей толщи тем меньше, чем больше мощность этой толщи. Возможно, что большая глубина подошвы адвектирующей толщи как-то влияет и на положение ее кровли и определяет форму горизонтального перемещения вещества в твердом состоянии, т.е. в виде шарьяжей. Однако в этом вопросе нет еще полной ясности.

Обращает на себя внимание характер совместной деформации мезозойского чехла и докембрийского кристаллического фундамента. Породы фундамента залегают в пеннинских покровах в виде более или менее согласных пластин среди мезозойских отложений, представленных в основном "блестящими" сланцами. Между этими пластинами и сланцами нередко присутствуют триасовые мраморы. Не исключена возможность того, что пластины фундамента сформировались еще на ранних стадиях адвекции в обстановке увеличивающейся с глубиной скорости горизонтальных движений, т.е. в той же обстановке, в которой в горизонтально слоистых толщах возникает асимметрия складок (см. рис. 21). В отличие от слоистых толщ, монолитный фундамент реагирует на такие напряжения горизонтальным расслаиванием на отдельные пластины. Примером же горизонтально слоистого фундамента могут служить описанные выше рифейские толщи антиклинория Урала, подвергшиеся в герцинский этап смятию в асимметричные складки.

Теперь рассмотрим специфику пеннинских и гельветских покровов в Западных Альпах. Пеннинские покровы характеризуются залеганием в их ядрах докембрийских кристаллических пород, субвертикальными корнями и формой гигантских лежачих складок. Первый признак свидетельствует об их глубинном происхождении, второй — о преобладании вертикальных движений при их "всплывании" к поверхности, а третий — о преобладании горизонтальных движений на последующем этапе их развития. Это вполне увязывается с гипотезой об адвективных движениях (см. рис. 13, 15 и 16).

В отличие от пеннинских, гельветские покровы сложены отложениями того же возраста, что и подстилающий их ав-

тохтон (мезозой и палеозой), субвертикальные корни для них не характерны, форма их часто пластинообразна, складчатость, в том числе лежачая, обычно развита только в их фронтальных частях. Все это говорит об их поверхностном происхождении и о перемещении их главным образом в горизонтальном направлении. К этому следует добавить, что если гельветские покровы залегают в виде пакета, то верхние покровы характеризуются большей амплитудой горизонтального перемещения, чем нижние. Все эти факты свидетельствуют о том, что в "адвективной карусели" гельветские покровы начали свое движение в верхних горизонтах коры и как бы уступили свое место выдвигающимся из глубины пеннинским покровам. При этом скорость и амплитуда их перемещения были максимальными у земной поверхности (см. рис. 16,б). По-видимому, именно таков был механизм "вытеснения" осадочного чехла шарьяжами Пеннид [Белостоцкий, 1970]\*.

В цитируемой нами работе И.И. Белостоцкий показал, что рост антиклинальной зоны внешних кристаллических массивов происходил более или менее одновременно с формированием покровов. При этом происходило как наполнение на эту зону гельветских покровов из более юго-восточных областей, так и сползание их с массивов в северо-западном направлении. Думается, что это — хороший пример сочетания общих и частных адвективных движений (см. рис. 15). Общие адвективные движения выражались в глубинном горизонтальном течении к юго-востоку, диапировом подъеме в зоне корней пеннинских покровов, поверхностном течении к северо-западу, увлекавшем как пеннинские, так и гельветские покровы, и перишарьяжном погружении в зоне Преальпийского прогиба. Частные же адвективные движения сформировали антиклинальную зону внешних массивов, препятствовали наполнению на них гельветских покровов с юго-востока и способ-

---

\* И.И. Белостоцкий придерживается того мнения, что главная фаза движения альпийских шарьяжей имела место в конце эоцена и олигоцене. Г.Д. Ажгирей [1977] считает, что основные движения пеннинских покровов происходили еще в середине мела, а в эоцене они испытали дополнительные перемещения; этой точке зрения соответствует несколько более сложная и "разноэтапная" модель глубинного поддвига.

ствовали сползанию последних с этих массивов в северо-западном направлении.

Из числа других особенностей покровной тектоники Западных Альп, согласующихся с гипотезой об адвективных тектонических движениях, отметим явление растяжения слоев в покровах (ср. с моделью — рис. 16,б), а также крутое залегание слоев и поверхностей разрывов во фронтальной части покровов (ср. с самой левой лежачей складкой в модели, изображенной на рис. 15,в).

Следы адвективных тектонических движений запечатлены и в складчатой структуре других регионов. Так, изучение строения Сванетского антиклинория Большого Кавказа, распределение в нем различных типов складчатости, а также истории геологического развития этой области в альпийском цикле показывает, что формирование складчатости и иных тектонических деформаций происходило под воздействием глубинного диапиризма. Анализ количественных данных по интенсивности дислокаций в Сванетском антиклинории подтверждает, что процесс глубинного диапиризма может обеспечить все наблюдающиеся в современной структуре деформации горных пород [Шолпо, 1975].

Е. А. Рогожин, изучавший палеозойскую тектонику западной части Туркестанского хребта, отмечает "не только поразительное сходство общей структуры природного объекта и фотографии экспериментальной модели (речь идет о нашем рис. 15,в, — М.Г.), но и соблюдение основных пропорций складчатых зон, отдельных складок разных порядков, распределения складок разных морфологических типов и т.д. ... На модели устанавливаются аналоги всех крупных структурных подразделений района" [Рогожин, 1977, с. 90–91].

Статистические закономерности деформации слоистых толщ по вертикали на юго-восточном окончании мегантиклинория Большого Кавказа также согласуются с гипотезой о глубинных диапирах и адвективных тектонических движениях [Вихерт, 1977].

В качестве примеров приведены четыре региона, складчатая структура которых сформировалась в различные эпохи, от байкальской до альпийской. Сближающие их между собой особенности этой структуры таковы:

- 1) ограничение с одной стороны глубинным разломом;
- 2) региональный метаморфизм, усиливающийся по мере приближения к этому разлому;

3) следы глубинного диапиризма в приразломной зоне как отражение восходящего адвективного потока;

4) вергенция и асимметрия складчатости в более глубоких и древних толщах, направленные в сторону глубинного разлома, а также увеличение деформации горизонтального сжатия по мере приближения к этому разлому как отражение нижнего горизонтального адвективного потока, "питающего" глубинный диапиризм;

5) вергенция и асимметрия складчатости в более поверхностных и молодых толщах, направленные в противоположную от глубинного разлома сторону, а также тектонические покровы с тем же направлением перемещения как отражение верхнего горизонтального адвективного потока вещества, "вытесненного" глубинным диапиризмом;

6) передовые прогибы и перишарьяжные депрессии как отражение нисходящего потока, замыкающего "адвективную карусель".

Следы адвективных тектонических движений запечатлены и в складчатой структуре других регионов. Все это служит основанием для оптимистической оценки состоятельности гипотезы об адвективных тектонических движениях и деформациях, происходящих в земной коре.

#### ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МОДЕЛЕЙ АДВЕКЦИИ В ДРУГИХ РАЗДЕЛАХ ГЕОЛОГИИ

Адвективная гипотеза была предложена для объяснения происхождения внутрикоровых тектонических движений и деформаций. Однако в процессе своего совершенствования, как и в любой научной гипотезе, в ней выявились различные, заранее не предвиденные, побочные аспекты.

Адвективные тектонические движения и "тектоника плит". Выше было показано, как теоретически, так и на отдельных региональных примерах, что для объяснения деформаций, происходящих в складчатых областях, можно использовать представление об адвективных тектонических движениях, происходящих в верхней половине земной коры под действием процессов регионального метаморфизма, безотносительно к наличию или отсутствию "тектоники плит".

Однако значение моделей адвекции, которые были исполь-

зованы, может выходить за рамки земной коры. В сущности говоря, все зависит от того, какая геосфера является адвектирующим слоем. С этой точки зрения концепцию "тектоники плит" тоже можно было бы считать одним из следствий гипотезы об адвективных тектонических движениях, если бы была уверенность в реальности движений, постулируемых этой концепцией.

Действительно, в концепции "тектоники плит" в качестве движущей силы предполагается повышенный тепловой поток в сравнительно узких зонах срединно-океанических хребтов. В этих зонах имеет место восходящий адвективный поток. Горизонтальный поверхностный поток — это движение литосферных плит, направленное от оси срединного хребта, а горизонтальный глубинный поток противоположного направления осуществляется в мантии. Наконец, нисходящий поток происходит в зонах Заварицкого — Беньофа. Следуя логике предшествовавшего изложения, можно было бы говорить об адвективных движениях общего типа.

Не останавливаясь на многочисленных возражениях против концепции "тектоники плит", суммированных, в частности, в монографиях В.В. Белоусова [1975, 1976], укажем на одно, существенное для дальнейшего изложения. Оно сводится к тому, что далеко не всякому срединно-океаническому хребту соответствует своя зона Заварицкого — Беньофа, трактуемая как зона субдукции, и наоборот. Возникает вопрос, может ли срединно-океанический хребет существовать без компенсирующей его зоны субдукции и возможно ли аналогичное самостоятельное существование зоны субдукции.

Не претендуя на разрешение этого вопроса в рамках данной работы, укажем лишь на две крайние модели адвекции.

Первая модель — это мантийный диапиризм в зоне повышенного теплового потока и адвективные движения, когда по латерали адвектирующий слой имеет протяженность, значительно превосходящую его мощность. Здесь по мере удаления от оси диапира происходит понижение геоизотерм и повышение вязкости адвектирующего слоя. При анализе модели, изображенной на рис. 16, а, б, было подчеркнуто, что даже наличие боковых стенок прибора не препятствует возникновению над зоной повышенного теплового потока пологого поднятия, что и характерно для срединно-океанических хребтов. Как и в указанной модели, в таком хребте будет иметь место растяжение на своде и, возможно, некоторый "спрединг". Одна-

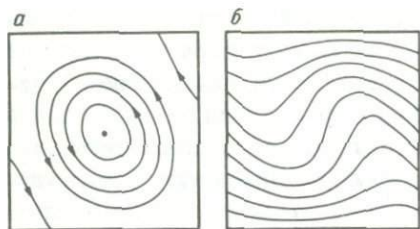


Рис. 33. Конвекция в условиях равенства ширины и высоты конвектирующей зоны. По Г.З. Гершуни и Е.М. Жуховицкому [1972]  
 а - траектории движения частиц жидкости; б - изотермы

ко, в отличие от модели, это растяжение будет компенсироваться сжатием, рассредоточенным по всей остальной весьма значительной длине слоя и вырождающимся к его краям. В этих условиях будут отсутствовать как краевой компенсирующий прогиб, так и складчатость, надвиги и другие структуры сжатия, что и характерно для окружающих хребты океанических котловин. Осложняющие же эти котловины второстепенные "асейсмические" хребты можно рассматривать как результат дополнительных к общим частным адвективных движений.

Вторая модель только в одном отношении существенно отличается от первой - горизонтальный размер адвектирующего слоя примерно равен мощности последнего (рис. 33). Здесь как поднятию, так и впадине достаточно тесно. Нечто подобное имеет место в краевых частях наших моделей (см. рис. 15, в, г). А в модели (см. рис. 16, а, б) поднятие явно доминирует, вынуждая впадину быть тесно сжатой. Напоминается некоторая аналогия с областью перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Зона повышенного теплового потока и мантийного диапиризма характерна для окраинных морей типа Японского, запрокинутое поднятие имитирует островную дугу, а уходящая под "континент" узкая впадина, где происходит значительное горизонтальное сжатие, - зону Заварицкого - Беньофа, начинающуюся сверху прогибом - глубоководным желобом. Эта модель соответствует и моделям, предложенным петрологами, объясняющими происхождение "парных" метаморфических поясов (см. правую часть рис. 2), в частности, происхождение низкоградиентной жадеит-глаукофановой фациальной серии. Последняя представляет собой результат действия сразу двух факторов - пониженных температур и повышенных горизонтальных напряжений в зонах Заварицкого - Беньофа. Вероятно, эти напряжения определяют и повышенную сейсмичность.

Адвективные тектонические движения и гидротермальное рудообразование. Наиболее интересны месторождения гидротермальной группы, относящейся к эндогенной серии [Смирнов, 1976]. Эти месторождения создаются циркулирующими под поверхностью Земли горячими минерализованными, газожидкими растворами. Они формируются на всем протяжении геосинклинального развития. Однако на доинверсионной стадии их роль весьма скромна. На интересующей нас инверсионной стадии гидротермальное рудообразование проявляется шире. Основная масса гидротермальных месторождений возникает на орогенной, постскладчатой стадии.

Вода гидротермальных растворов имеет разное происхождение. В частности, она может возникать в процессе прогрессивного регионального метаморфизма, когда происходит дегидратация метаморфизируемых толщ. Расчеты А. А. Саукова показывают, что при воздействии метаморфизма на  $1 \text{ км}^3$  осадков высвобождается около 100 млн. т воды, не считая еще больших масс ее, высвобождающихся при диа- и эпигенезе. Это огромное количество воды вполне способно питать гидротермальные растворы [Смирнов, 1976]. Гидротермальные воды продвигаются впереди общего фронта метаморфизма, опережая его и создавая авангардную зону гидротермальных процессов. Поскольку та же самая вода является причиной адвективных тектонических движений и складкообразования, то напрашивается вывод о генетическом единстве названных тектонических и рудообразующих процессов.

Одним из источников минерального вещества гидротермальных растворов служит мобилизация компонентов полезных ископаемых в метаморфизируемых толщах под воздействием метаморфизирующих флюидов, вследствие чего эти компоненты, в частности металлы, выносятся в более верхние зоны земной коры [Смирнов, 1976]. Отложение рудного вещества происходит на глубинах от 500 до 6000 м, чаще всего при температурах в интервале  $100\text{--}400^\circ\text{C}$ . Гидротермальное рудообразование происходит в пустотах разного происхождения. Наибольшее значение для локализации гидротермального оруденения имеют тектонические пустоты: полости межпластового и внутрипластового отслоения, трещиноватость и отдельные разломы. При этом следует отметить: 1) месторождения формируются в основном после главных фаз складчатости, 2) согласно данным Г. М. Вировлянского, образование гидротермальных рудных жил происходит в обстановке горизонтального растяжения, когда осуществляется приоткрывание

трещин, заложившихся на предшествовавшем этапе горизонтального сжатия [Смирнов, 1976].

Думается, что все эти особенности структурного контроля гидротермального рудообразования вполне "вписываются" в схему метаморфогенной адвекции. Если обратиться к рис. 12 и 13, то нетрудно заметить, что в нижней части поднятий господствует обстановка горизонтального сжатия, а в верхней — горизонтального растяжения. В то же время по мере развития процесса одни и те же участки перемещаются с одного места на другое и тем самым попадают в новые условия деформирования. В частности, подобную эволюцию испытывает квадрат "1". Находясь в нижней части адвектирующей толщи, он испытывает горизонтальное сжатие и складкообразование; одновременно происходит и заложение систем трещин скальвания. Этот этап можно характеризовать как предрудный.

Однако в процессе адвекции рассматриваемый участок (квадрат "1") поднимается вверх, в область горизонтального растяжения, где может происходить приоткрывание ранее возникших трещин и отложение рудного вещества из поднимающихся снизу растворов. Важно подчеркнуть и то обстоятельство, что данный участок попадает в область меньших глубин и меньших температур, т.е. в зону, потенциально благоприятную для гидротермального рудообразования.

---

Инверсия плотности может возникать и в других геосферах под влиянием иных причин, в частности в тектоносфере. Поэтому имеет смысл в порядке постановки вопроса обратить внимание на некоторые особенности описанных выше моделей адвекции.

Представляют интерес две крайние модели, сходство которых состоит в том, что повышенный тепловой поток приурочен к узкой линейной зоне, а отличие — в горизонтальной протяженности адвектирующей тектоносферы. Первую модель, когда эта протяженность значительно превосходит мощность тектоносферы, можно сопоставлять со срединно-океаническими хребтами, формирование которых сопровождается некоторым "спредингем", но без компенсирующей субдукции. Вторая модель, при протяженности адвектирующей тектоносферы, соизмеримой с мощностью последней, имеет черты сходства с континентальными окраинами тихоокеанского типа, зонами

Заварицкого — Бенъофа, с элементами субдукции, никак не связанной со спредингом срединно-океанических хребтов.

Если вернуться снова к метаморфогенной адвекции, обусловленной избыточным обводнением толщ, то в рамках этой модели намечается определенная последовательность фаз горизонтального сжатия и горизонтального растяжения, благоприятная для гидротермального рудообразования. Дальнейшие исследования в этом направлении — это один из возможных путей практического применения гипотезы об адвективных тектонических движениях и деформациях, обусловленных инверсией плотности в земной коре.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее актуальным вопросом складкообразования в земной коре является причина и механизм формирования складчатости, которая возникает на инверсионной стадии геосинклинального развития. Это в основном два типа складчатости — общего смятия и глубинная, по терминологии В.В. Белоусова, или, более коротко, но не вполне точно — геосинклинальная складчатость.

Такая складчатость характерна и наиболее интенсивна во внутренней части геосинклинальных систем. Это обстоятельство является главным камнем преткновения для двух концепций складкообразования, которые конкурируют между собой на протяжении более чем ста лет с переменным успехом. Одна концепция связывает формирование складчатости с раздавливанием геосинклинали между сближающимися более жесткими платформами (в современных модификациях концепции — литосферными плитами). Другая — концепция "гравитационного тектогенеза" — усматривает причину складкообразования в сочетании поднятия в центре геосинклинали с действием силы тяжести, вызывающим стекание или соскальзывание пород со склонов поднятия, разваливание верхних частей относительно поднятых блоков пород, давление на слои соседних опущенных блоков и т.п.

Несостоятельность обеих концепций заключается в том, что их объединяет. А объединяет их сугубо механический подход к проблеме складкообразования. Предполагается, что на геосинклинальную систему действуют внешние силы, приложенные в одном случае сбоку, со стороны соседних плат-

форм, а в другом — снизу, со стороны геосинклинального фундамента или более глубоких геосфер. Обе концепции отводят толщам пород, сминающимся в складки, пассивную роль среды, которая лишь реагирует на приложенные к ней внешние активные усилия.

В качестве альтернативы в последнее время начали искать причину складкообразования в тех процессах, которые происходят непосредственно в самих толщах пород, испытывающих складкообразование, в первую очередь в их метаморфизме (в широком смысле, включая и эпигенез). А это означает, что вопросы происхождения складчатости должны решаться не изолированно, а в рамках взаимосвязи с другими эндогенными геологическими процессами, совокупность которых объединяется понятием об эндогенном режиме.

Взаимосвязь эндогенных геологических процессов, происходящих в земной коре, наиболее характерна для инверсионной стадии геосинклинального режима, когда преобладание восходящих тектонических движений сочетается с интенсивным складкообразованием, региональным метаморфизмом и гранитизацией в толщах пород, накопившихся на доинверсионной стадии.

Рассмотрение этой проблемы в аспекте выяснения причин и механизма складкообразования приводит к выявлению следующей цепи событий.

На инверсионной стадии геосинклинального развития подъем геоизотер и усиление флюидного потока из мантии возбуждают региональный метаморфизм доинверсионных толщ, который несколько опережает остальные эндогенные процессы.

Метаморфическая дегидратация в сочетании с притоком ювенильных флюидов из более глубоких горизонтов коры и мантии в условиях низкой гидравлической проницаемости метаморфизованных толщ вызывает избыточное обводнение, в результате чего возникает сверхвысокое флюидное давление, объем горных пород увеличивается пропорционально степени их метаморфизма и нижележащие толщи становятся легче, чем вышележащие. Такая инверсия плотности создает в земной коре гравитационную неустойчивость.

Ответная реакция материала земной коры, направленная на восстановление нарушенного гравитационного равновесия, представляет собой "всплывание" более легких толщ и соответственное погружение более тяжелых. Эти тектонические движения получили наименование "адвективных". Метаморфогенная адвекция имеет много общих черт с происходящей в

слое жидкости при подогревании снизу тепловой конвекцией. Последняя возникает при кризисе теплового потока, когда механизм теплопроводности "не справляется" с задачей переноса тепла. Метаморфогенная адвекция же начинается при некоторой критической величине флюидного потока, когда гидравлической фильтрации оказывается недостаточно для ликвидации избыточного обводнения.

Таким образом, одним из главных тектонических последствий регионального метаморфизма являются восходящие адвективные тектонические движения, которые в сочетании с компенсирующими нисходящими движениями при благоприятных обстоятельствах вызывают перестройку доинверсионной геосинклинальной системы поднятий и прогибов. К таким благоприятным обстоятельствам в первую очередь относятся значительная мощность доинверсионных толщ и повышенная степень их метаморфизма (последнее при равенстве мощностей толщ и при прочих равных условиях равнозначно повышенным геотермическому градиенту и тепловому потоку из недр).

Сравнительно недавно среди физиков, не говоря уже о геологах, господствовало представление о том, что тепловая конвекция осуществляется только в форме изометричных в плане ячеек, т.е., употребляя геологическую терминологию, путем "всплывания" куполов. Однако в последнее время было установлено, что форма конвективного движения определяется безразмерным числом Рэлея  $R$ , которое в рамках рассматриваемой проблемы зависит от степени метаморфизма пород, а также от мощности, вязкости и гидравлической проницаемости метаморфизованной толщи. При малых  $R$ , несмотря на увеличение объема пород (дилатацию), метаморфогенная адвекция отсутствует; сверхвысокое давление флюидов может вызывать эффект "реактивного" горизонтального сжатия и зарождение кливажа и сланцеватости. При средних  $R$  возникает режим линейной в плане адвекции. Повышенные  $R$  возбуждают купольный режим адвекции, который характерен для зон высокоградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Это дает возможность трактовать с единых позиций явления (происхождение которых обычно объясняется различными причинами), а именно: 1) наличие регионального поля горизонтальных сжимающих напряжений при отсутствии столь же широкого распространения складчатости общего смятия и компенсирующих ее по латерали структур горизонтального растяжения, 2) наличие линейных в плане складчатых структур, 3) наличие гнейсовых и сланцевых куполов.

С помощью критерия Рэлея были конкретизированы и другие характеристики рассматриваемого процесса. Установлено, что метаморфогенная адвекция охватывает не всю земную кору, а только ее верхнюю часть. Подошва толщи, в которой при метаморфической дегидратации возникает достаточная для адвекции инверсия плотности, располагается не глубже 30 км и может отвечать кровле геосинклинального фундамента, кровле внутрикорового волновода, фиксирующего зону анатектических или внедренных мантийных расплавов, зоне резкого окисления поднимающихся из мантии восстановленных флюидов или горизонту повышенной электропроводности. Не исключено, что она соответствует границе Конрада, а процесс адвекции имеет прямое отношение к формированию гранито-гнейсового слоя.

Характерная вязкость адвектирующей толщи оценивается по критерию Рэлея цифрой порядка  $10^{20}$  Па·с ( $10^{21}$  пуаз). Это значение не превышает полученные другими исследователями оценки вязкости природных толщ и свидетельствует о физической реальности адвективных движений.

Длительность процесса адвекции, также оцененная по критерию Рэлея с использованием входящих в него параметров, составляет десятки миллионов лет, что соответствует средней продолжительности инверсионной стадии в различных геосинклиналиях.

Следует отметить, что количественные оценки основных параметров адвективного процесса — глубины его заложения, определяющей то геологическое пространство (геосферу), в которой он протекает, его продолжительности, формы в плане и вязкости адвектирующей толщи — получены исключительно на основании имеющихся данных свойствах пород, подвергающихся метаморфизму. Хорошая сходимость этих оценок с независимыми от них данными геотектоники, геофизики и тектонофизики свидетельствует о физической реальности метаморфогенных адвективных тектонических движений, если можно так выразиться, по отношению к предполагаемым причинам этих движений.

Однако, если, с одной стороны, констатация такой реальности необходима, то, с другой стороны, ее недостаточно для уверенности в том, что адвективные движения действительно происходили в природе. Требуется проверка этой концепции на соответствие вытекающих из нее геотектонических последствий природным закономерностям.

Поскольку адвективные движения происходили в отдален-

ное от нас время и на значительной глубине, то единственным методом проверки является моделирование. Такое моделирование как математическое, так и лабораторное (на эквивалентных материалах) было проведено. В качестве физического аналога метаморфогенной адвекции была использована тепловая конвекция в горизонтально-слоистой среде.

Мощность адвектирующей метаморфической толщи можно оценивать по расстоянию между смежными поднятием и впадиной. Эта мощность равна или меньше названного расстояния. Последнее же составляет в геосинклиналях десятки километров. Это подтверждает приведенную выше оценку мощности адвектирующей геосферы не более 30 км, полученную независимыми методами.

Подошва адвектирующей толщи определяет глубину заложения адвективных движений и создаваемых ими структур. Эти движения охватывают всю толщу и имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую. В зонах восходящего и нисходящего адвективного потока преобладают вертикальные движения, а вблизи подошвы и кровли адвектирующей толщи — горизонтальные. Скорость движений тем больше, чем больше степень инверсии плотности — движущей силы адвекции, а также чем больше мощность и чем меньше вязкость. Таким образом, извечная проблема геотектоники — проблема приоритета и соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений — в рамках развиваемой концепции решается однозначно. Здесь нет ни приоритета одного из типов движений, ни необходимости считать один тип движений следствием другого. Движения обоих типов взаимосвязаны, взаимно обусловлены и происходят строго одновременно. Они составляют единую "адвективную карусель", назначение которой состоит в том, чтобы способствовать миграции избыточных флюидов и тепла к земной поверхности.

С помощью моделирования удалось установить, какие процессы складкообразования (в их сочетаниях с другими процессами) объясняет концепция метаморфогенных адвективных тектонических движений и какие новые представления о складкообразовании она с собой несет.

Установлено, что существенная неоднородность поля скоростей адвективных тектонических движений, в частности, проявляющаяся в указанном выше закономерном сочетании вертикальных и горизонтальных движений, предопределяет неоднородность поля деформаций в адвектирующей толще. При этом возникают структурные формы двух порядков, отличающиеся как по своим размерам, так и по происхождению.

Крупные структурные формы — антиклинории и синклиноории — являются отражением восходящих и нисходящих адвективных потоков. Их ширина соизмерима с мощностью адвектирующей толщи. Если рост антиклинориев "ощущается" на земной поверхности в виде контроля над распределением фаций и мощностей отложений, то они отвечают либо центральным поднятиям, знаменующим собой коренную перестройку геосинклинальной системы поднятий и прогибов, либо устойчивым интрагеоантиклиналям доинверсионной стадии.

Названные крупные структурные формы в процессе своего роста осложняются мелкой складчатостью в тех участках, где поле скоростей адвективных движений создает обстановку горизонтального сжатия. Такие участки наиболее характерны для ядерных частей центральных поднятий и соответствующих им антиклинориев. Это обстоятельство позволяет преодолеть основное затруднение при объяснении геосинклинального складкообразования — почему наиболее интенсивная складчатость развивается в центральной части геосинклинальной системы в ядрах поднятий. В рамках данной концепции нет необходимости ни во внешнем усилии, которое, будучи приложено со стороны соседних платформ, почему-то не затрагивает периферические зоны геосинклинали, ни в "гравитационном тектогенезе", обязательным условием которого является выражение центральных поднятий в рельефе.

Гипотеза об адвективных движениях позволяет внести вклад и в решение другого важного вопроса — о соотношении величины горизонтального сокращения сминающейся толщи и интенсивности складчатости. Поскольку метаморфогенная адвекция, обусловленная избыточным обводнением толщ, происходит параллельно с интенсивной восходящей фильтрацией флюидов, находящихся под сверхвысоким давлением, то весьма вероятно, что движение флюидов осуществляется не сплошным фронтом, а концентрируется в зонах антиклиналей. При этом следует ожидать существенного увеличения вклада механизма относительного проскальзывания кливажных пластин (механизма "скальвания"), и умеренной величине горизонтального сокращения может соответствовать весьма интенсивная по амплитуде складчатость.

Интенсивность адвективных складчатых деформаций изменяется по вертикали, по латерали и во времени.

Наиболее интенсивная складчатость возникает в средней части адвектирующей толщи. Вверх по разрезу и структуре складчатость постепенно выполаживается, что характерно и

для природной складчатости. Выположивается она и в противоположном направлении, однако эти части разреза недоступны для непосредственных наблюдений и о постепенном исчезновении складчатости с глубиной можно судить лишь по пологому залеганию границ и отражающих площадок, выявленных сейсморазведкой.

По латерали интенсивность складчатости уменьшается по мере удаления от оси поднятий, что тоже характерно для природной складчатости.

Подобное изменение характера складчатости по вертикали и латерали, естественным образом вытекающее из концепции об адвективных движениях, противоречит гипотезам о происхождении складчатости за счет сжатия, обусловленного сближающимися платформами или литосферными плитами.

Рост антиклинорий происходит одновременно с увеличением интенсивности осложняющей их складчатости. На определенной стадии адвекции антиклинории приобретают в верхней части грибообразную форму, а складчатость их периферических частей испытывает трансформацию от наклонной к опрокинутой и далее к лежачей. Таким образом, появляется возможность объяснить наблюдаемые в природе особенности складчатой структуры, не прибегая к концепции "гравитационного тектогенеза", которая предполагает разваливание поднятий под действием силы тяжести и т.п.

Существенна и другая сторона развития адвективных деформаций во времени. Процесс складкообразования в разновозрастных отложениях начинается в центральной части поднятий и лишь на определенной стадии адвекции охватывает их периферию. Это соответствует выявленной в природных складчатых комплексах миграции фаз складкообразования по мере развития центральных поднятий.

Адвективное складкообразование, о котором говорилось до сих пор, происходит в условиях, когда ширина геосинклинальной системы значительно больше мощности адвектирующей толщи, а возбуждающий адвекцию региональный метаморфизм однороден по латерали и характеризуется в основном вертикальной зональностью.

Довольно часто в природе эти условия не соблюдаются, что ведет к не менее важным геотектоническим последствиям. Ограниченная ширина зоны адвекции и горизонтальная неоднородность метаморфизма вызывают существенно горизонтальные адвективные движения (которые предлагается именовать "общими"), в результате которых возникают меган-

тиклинории, структурные ступени, тектонические покровы, а также асимметрия складчатых сооружений и структур. Эти движения целесообразно отличать от "частных" движений, описанных выше и создающих антиклинории и синклинории. Общие и частные адвективные движения, происходящие близко-одновременно, суммируясь, способны создать большое разнообразие наблюдаемых в природе геосинклинальных складчатых сооружений и структур.

В системе "общей адвективной карусели" горизонтальные перемещения имеют амплитуду, в несколько раз превышающую амплитуду вертикальных перемещений. Роль горизонтальных движений состоит в том, чтобы компенсировать недостаток или избыток вещества горных пород в зонах восходящего и нисходящего адвективных потоков.

Нижний горизонтальный адвективный поток направлен в сторону растущего центрального поднятия, т.е. от периферии геосинклинальной системы к ее центру. Этот поток создает обстановку "глубинного поддвига", на который сейчас обратили внимание многие геологи. При небольшой амплитуде такого рассредоточенного по всей ширине геосинклинальной системы "пододвигания" возникает широкая зона складчатости с пологим зеркалом и характерной вергенцией и асимметрией. Ниже оси максимальной скорости глубинного потока вергенция складок направлена в сторону центрального поднятия, а выше этой оси — в противоположную сторону, к периферии геосинклинали, что характерно для складчатых областей, рассмотренных в данной монографии.

При значительной амплитуде "глубинного поддвига" в зоне восходящего потока происходит горизонтальное сжатие в несколько раз по отношению к первоначальным размерам. Это сжатие создает зону "корней" тектонических покровов и сочетается с соответствующим растяжением в вертикальном направлении. Однако, как уже отмечалось, амплитуда вертикальных перемещений при общих адвективных движениях гораздо меньше, чем у горизонтальных перемещений. Поэтому для ликвидации избытка вещества горных пород возникает верхний горизонтальный адвективный поток, направленный от центра геосинклинали к ее периферии, который может происходить в двух формах. Одна форма — горизонтальное растяжение на сводах поднятий в сочетании с латеральным перемещением вещества в твердом состоянии (в частности, в виде тектонических покровов) и со складкообразующим скупиванием его во впадинах; другая — денудация на сводах

поднятий, латеральная транспортировка и осадконакопление во впадинах. Сочетание этих форм приводит к олистостромово-олистолитовой седиментации в перишарьяжных депрессиях.

Необходимо подчеркнуть, что в рамках развиваемой концепции нет необходимости противопоставлять друг другу покровы пеннинского и гельветского типов по их происхождению. Оба эти типа покровов составляют звенья одной и той же "адвективной карусели" и вся разница между ними сводится лишь к тому, что породы пеннинских покровов начинают свое движение из глубины, из "зоны корней", и поэтому испытывают сначала вертикальные, и лишь при подъеме к земной поверхности вовлекаются в горизонтальные перемещения. Породы же гельветских покровов с самого начала располагаются близко к поверхности и поэтому участвуют лишь в горизонтальных движениях. Для объяснения происхождения гельветских покровов нет нужды прибегать к представлениям о "гравитационном тектогенезе", спорным уже хотя бы потому, что формирование покровов происходит в условиях спокойного рельефа до орогенного этапа.

Последнее замечание относится и к другой форме горизонтального перемещения вещества — денудации, переносу и осадконакоплению, поскольку центральные поднятия лишь контролируют распределение мощностей и фаций отложений, но не выражаются в рельефе. Одновременно с этим в их ядрах формируется адвективная складчатость. Прогрессирующий рост поднятия в сочетании с денудацией приводит к срезанию складчатой структуры. Это делает понятным тот факт, что складчатость, возникшая на определенной глубине, не только становится доступной для наблюдения (что может обеспечить и последующий орогенез), но и при благоприятных обстоятельствах "запечатывается" более молодыми отложениями инверсионной геосинклинальной стадии с образованием углового несогласия. А такие обстоятельства имеют место вследствие того, что горизонтальная составляющая адвективных движений постепенно смещает участок с обнажающейся складчатостью из области поднятия и денудации в область смежного прогиба и осадконакопления. Продолжающееся перемещение таких участков в сторону оси прогиба, где господствует обстановка горизонтального сжатия, приводит к смятию в складки и более молодых отложений верхнего структурного яруса. Таким образом, при развитии процесса адвекции происходит как миграция фаз складкообразования во времени по на-

правлению от центра к периферии геосинклинальной системы, что является общепризнанным фактом, так и пространственная миграция в том же направлении самих горных пород, толщи которых сминаются в складки.

Глубинная складчатость высокометаморфизованных толщ имеет свою специфику, которая состоит в том, что при формировании этого типа складчатости процесс адвекции заходит достаточно далеко — к поверхности "всплывают" комплексы высоких ступеней метаморфизма, а их складчатая структура сильно усложняется, в частности, явлениями лежачей и наложенной складчатости и крутого залегания шарниров складок. Это усложнение обусловлено тем, что участки, испытавшие складкообразование, в процессе адвекции попадают в зоны с иной ориентировкой главных осей деформации, чем в начале процесса. Эта эволюция в принципе сходна с последовательностью фаз складкообразования, описанной выше, с той разницей, что вместо денудации, происходящей на земной поверхности, сокращение вертикальных размеров массива горных пород осуществляется на глубине в виде сжатия, направленного параллельно вертикально ориентированным осевым поверхностям складок предшествующего этапа. По этой причине выявление фаз складкообразования обычным методом регистрации угловых несогласий невозможно, и ему на смену приходит геометрический структурный анализ.

Различные этапы деформационно-метаморфического цикла, установленные другими исследователями при изучении эволюции метаморфических комплексов, могут интерпретироваться как последовательная смена режимов дилатации, линейной адвекции и купольной адвекции, происходящая при увеличении теплового потока из земных недр и уменьшении вязкости и проницаемости метаморфических толщ.

Максимум автохтонной гранитизации приурочен к тем участкам, где господствовало сжатие вдоль слоистости и формировалась мелкая складчатость, а ее минимум — к зонам растяжения. Сжатие вдоль слоистости происходило главным образом в ядрах адвективных поднятий, т.е. там, где обычно и концентрируется гранитизация. Тем самым гранитизация занимает свое строго обозначенное место в более общем процессе метаморфогенной адвекции и адвективного складкообразования.

Все указанные обстоятельства способствуют значительному усложнению структуры высокометаморфизованных комп-

лексов. Происхождение последней не может быть объяснено в рамках тех концепций, о которых говорилось выше и которые предполагают в качестве первопричины внешние усилия, приложенные к сминающимся в складки толщам. Вместе с тем необходимо отметить, что и после многократной переработки первичная стратификация метаморфических толщ не утрачивается, поскольку сложность структуры не распространяется на наиболее крупные формы — антиклинории, синклинории, купола. Эти формы всегда более просты, чем осложняющая их складчатость.

Таким образом, концепция метаморфогенных адвективных тектонических движений имеет очень много следствий, соответствующих как наиболее общим, так и частным особенностям структуры и истории развития складчатых областей как таковых. К этому следует добавить, что начато исследование и в региональном аспекте. Четыре взятых в качестве примера конкретных региона — Таласский хребет, Северо-Западный Каратау, западный склон Южного Урала и Западные Альпы — характеризуются складчатой структурой, сформированной в различные эпохи (от байкальской до альпийской) и отличающейся особенностями, которые также получают удовлетворительную интерпретацию в рамках гипотезы об адвективных тектонических движениях и деформациях. Это служит основанием для оптимистической оценки состоятельности данной концепции. В основу гипотезы положены данные петрологии, нефтяной геологии и гидрогеологии, свидетельствующие о возникновении инверсии плотности в земной коре; посредством моделирования адвекции, возбуждаемой инверсией плотности, из них выводятся следствия, относящиеся к геотектонике — складчатые деформации. Это дает основание говорить как о геологической, так и о физической реальности адвективного складкообразования.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., Наука, 1977. 156 с.

Аникиев К. А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л., Недра, 1971. 167 с.

Аникиев К. А. Газо-геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр Земли. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника (тезисы докладов). М., Наука, 1976, с. 74–76.

Артюшков Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах. — В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М. Изд-во Моск. ун-та, 1964, с. 109–130.

Артюшков Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геологии, 1970, № 2, с. 6–17.

Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 8, с. 3–25.

Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, Илим, 1972. 138 с.

Белевцев Р. Я. Метаморфическая зональность и тектоника докембрия Украинского щита. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 304–313.

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., Недра, 1970, с. 131–169.

Белостоцкий И. И. Шарьяжи и некоторые вопросы динамики их образования. — В кн.: Разломы земной коры (тезисы докладов). М., 1976, с. 24–26.

Белоусов В.В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. — Вестник Моск. ун-та. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3–12.

Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геологии, 1969, вып. 4, с. 5–23.

Белоусов В.В. Структурная геология, 2-е изд. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971. 278 с.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 263 с.

Белоусов В.В. Геотектоника. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976. 335 с.

Белоусов В.В. Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материалов (попытка синтеза). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 1, с. 53–64.

Божко Н.А., Демина Л.И. О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья. — Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разведка, 1974, № 12, с. 106–120.

Бондаренко Н.Ф. Физика движения подземных вод. Л., Гидрометеиздат, 1973. 216 с.

Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефти и газов. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 304 с.

Вихерт А.В. Статистическое исследование складчатости. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977. 159 с.

Вихерт А.В., Курбатова Н.С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. — Геотектоника, 1968, № 2. с. 136.

Вукалович М.П., Ривкин С.Л., Александров А.А. Таблицы теплофизических свойств воды и водяного пара. М., Изд-во стандартов, 1969. 407 с.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье)/Н.Г. Судовиков, В.А. Глебовицкий, А.С. Сергеев и др. Л., Наука, 1970. 228 с.

Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М., Наука, 1972. 392 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975. 536 с.

Глебовицкий В.А. Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., Наука, 1971, с. 269–291.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., Наука, 1973. 128 с.

Глебовицкий В.А., Московченко Н.И., Прияткина Л.А. Метаморфизм докембрия и тектоника плит. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 22–30.

Гончаров М.А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклинория). — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1963, вып. 4, с. 22–41.

Гончаров М.А. К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами асимметрии). — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1965, вып. 1, с. 83–99.

Гончаров М.А. Некоторые закономерности распределения напряжений при движении вязких жидкостей, вызываемом инверсией плотностей (математическая модель и возможные геологические аналогии). — В кн.: 1 У Научн. отчетная конференция геол. ф-та Моск. ун-та (тезисы докладов). М., 1969, с. 146–148.

Гончаров М.А. Поля напряжений, возникающие в процессе адвекции в обстановке инверсии плотностей горных пород (простейшая математическая модель). — В кн.: У Научн. отчетная конференция геол. ф-та Моск. ун-та (тезисы докладов). М., 1970, с. 76–77.

Гончаров М.А. Математическая модель складчатой структуры. — Геология и геофизика, 1971, № 4, с. 117–123.

Гончаров М.А. О связи мигматизации со складкообразованием. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1976, вып. 4, с. 126–138.

Гончаров М.А. Модель адвективных складчатых деформаций и ее возможные природные аналоги. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 11, с. 13–23.

Гончаров М.А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ, 2-е изд. М., Недра, 1977, с. 93–119.

Гончаров М.А. Ориентировка тектонических напряжений как фактор гранитизации. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов), ч. П. Свердловск, 1977, с. 48–50.

Гончаров М.А., Горелов Ю.М. Моделирование глубинной метаморфогенной складчатости с применением центрифуги. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика), вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 260–268.

Гончаров М.А., Горелов Ю.М. Физическое и математическое моделирование складчатых структур, возникающих в слоистых толщах при адвективных движениях. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, Наука, 1976, с. 34–45.

Гончаров М.А., Фролова Н.С. Пример изменения вязкости горных пород при начальном метаморфизме. — Геотектоника; 1977, № 3, с. 113–116.

Гончаров М.А., Фролова Н.С. Горизонтальная метаморфическая зональность как возможная причина вергенции складчатости. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов), ч. II. Свердловск, 1977, с. 72–73.

Гранулитовая фация метаморфизма. Отв. ред. Г.М. Другова. Л., Наука, 1972. 256 с.

Добрецов Н.Л. Тышы метаморфизма и метаморфические пояса северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., Наука, 1971, с. 196–201.

Добрецов Н.Л. Соотношение метаморфизма и анатексиса ("гранитизации") с глубинными складчатостью и диапиризмом. — В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 471–475.

Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 50–60.

Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1975, с. 19–41.

Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Хаин В.Е. О роли аномально высоких пластовых давлений в формировании складчато-разрывных нарушений. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1975, № 12, с. 96–107.

Жарков В.Н., Трубицын В.П., Царевский И.А. Уравнения состояния водорода, водородных соединений, кристаллов инертных газов, окислов железа и  $FeS$  — В кн.: Геодинамич. исследования, № 3. М., Наука, 1975, с. 5–45.

Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, Дошиш, 1970, 308 с.

Зотов И.А. Региональный диафторез в метаморфических комплексах. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., Наука, 1975, с. 247–288.

Изох Э.П. Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика), вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 35–57.

Ингерсолл Л.Р., Зобель О.Дж., Ингерсолл А.К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. М.-Л., Машгиз, 1959, 260 с.

Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., Наука, 1976, 239 с.

Калинко М.К. Соленакпление, образование соляных структур и их влияние на нефтегазоносность. М., Недра, 1973, 131 с.

Кейльман Г.А. Гнейсовые комплексы Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., Наука, 1971, с. 227–233.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974, 200 с.

Кейльман Г.А., Болтыров В.Б., Паняк С.Г. Геотермический и тектонический режим регионального метаморфизма в подвижных поясах. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 56–59.

Кеpezинская К.Б., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В. Оценка длительности метаморфических процессов по минералогическим данным. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 231–240.

Кириллова И.В. О последних работах П. Фурмарье по кливажу (сланцеватости). — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1960, вып. 2, с. 132–138.

Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 78–109.

Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, Илим, 1972, 79 с.

Коллекторы нефти и газа на больших глубинах (тезисы докладов). М., Изд-во Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, 1975, 192 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15–30.

Красс М.С., Ушаков С.А., Фадеев В.Е. О реологических свойствах тектоносферы. — Геология и геофизика, 1969, № 6, с. 59–67.

Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. — В кн.: Напряженное состояние земной коры. По измерениям в массивах горных пород. М., Наука, 1973, с. 21–31.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 29–46.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе. — В кн.: Геофиз. сборник, вып. 71. Киев, Наукова думка, 1976, с. 3–17.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Дегазация Земли и геотектоника. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника (тезисы докладов). М., Наука, 1976, с. 3–11.

Кропоткин П.Н., Фролов Б.Н. Напряженное состояние и сколовые деформации в коре и верхней мантии. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., Наука, 1974, с. 86–91.

Крылов И.Н. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе Юго-Западного Прибайкалья. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 164–171.

Крылова М.Д., Борисова К.Д. Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (на примере Зейского района). — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 143–163.

Куклей Л.Н. Связь морфологии мигматитов с тектоническими деформациями. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1969, вып. 6, с. 43–47.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред, 2-е изд. М., Гостехиздат, 1954. 796 с.

Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31–43.

Летников Ф.А. К вопросу об условиях выплавления гранитоидных магм. — Докл. АН СССР, 1972, с. 207, № 6, с. 1430–1433.

Летников Ф.А. Флюидный режим тектонических зон. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника (тезисы докладов). М., Наука, 1976, с. 30–32.

Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 79–86.

Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974. 304 с.

Лутц Б.Г. Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд-ние геол., 1975, вып. 3, с. 16–27.

Луцицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, Наука, 1967. 73 с.

Максумова Р.А. Развитие восточной части Таласо-Кара-тауской миогеосинклинали в позднем рифее. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1970, с. 84–96.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965. 327 с.

Маракушев А.А. Особенности метаморфизма древних толщ на Дальнем Востоке. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма Советского Дальнего Востока. М., Наука, 1968, с. 32–47.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973. 322 с.

Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 7–22.

Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Термодинамические условия метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах Тихоокеанского пояса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 30–38.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамические расчеты газовых и газовой-минеральных равновесий в связи с проблемой происхождения флюидов. — В кн.: Геодинамические исследования, № 3. М., Наука, 1975, с. 46–66.

Махнач А.С., Панов В.В. Новые данные о палеотемпературах осадочного чехла. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 677–680.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971. 328 с.

Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита/В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Мос-

ковченко и др. — В кн.: *Метаморфические пояса СССР*. Л., Наука, 1971, с. 5–24.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — *Геотектоника*, 1973, № 5, с. 83–93.

Мироненко В.А., Шестаков В.М. Основы гидрогеомеханики. М., Недра, 1974. 296 с.

Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И. Раннедокембрийское гранитообразование во времени и пространстве и его сравнение с фанерозойским. — В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма*. Л., Наука, 1974, с. 80–88.

Мияси́ро А. *Метаморфизм и метаморфические пояса*. М., Мир, 1976. 535 с.

Московченко Н.И., Глебовицкий В.А., Дагелайский В. Б. Некоторые проблемы петрологии процессов метаморфизма в свете основных положений термодинамики негидростатического поля. — В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., Наука, 1976, с. 38–44.

Никитина Л.П. Процессы криптометаморфизма (типы, кинетика). — В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., Наука, 1976, с. 215–226.

Новоселов Б.А. Роль давления подземных газов в формировании тектонических структур. — *Геотектоника*, 1975, № 4, с. 95–101.

Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений)/И.Т. Бакуменко, В.С. Соболев, А.А. Томиленко, В.П. Чупин. — В кн.: *Термодинамический режим метаморфизма*. Л., Наука, 1976, с. 176–181.

Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. — *Геотектоника*, 1967, № 3, с. 63–68.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, Наука, 1970. 216 с.

Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата, Наука, 1975. 196 с.

Пейве А.В., Кропоткин П.Н. Новый подход к изучению напряжений в земной коре. — В кн.: *Напряженное состояние земной коры. По измерениям в массивах горных пород*. М., Наука, 1973, с. 5–11.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970. 392 с.

- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973. 320 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., Мир, 1970. 224 с.
- Ревердатто В. В. Величины геотермических градиентов при региональном метаморфизме. — Геология и геофизика, 1973, № 8, с. 36–43.
- Ревердатто В. В. О зональных метаморфических комплексах типа термальных антиклиналей. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма (тезисы докладов). Л., 1974, с. 47–50.
- Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М., Наука, 1977. 100 с.
- Руженцев С. В. Шарьяжи, их генезис, классификация и роль в формировании структуры складчатых поясов. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов (Проблема 3. Тектоника). М., Наука, 1972, с. 81–84.
- Рутланд Р. Избыточное тектоническое давление. — В кн.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 125–146.
- Сабдюшев Ш. Ш., Коренчук Л. В. К вопросу о стратиграфии и тектонике докембрия Таласского хребта. — В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе, Илим, 1967, с. 105–112.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 24–48.
- Седова И. С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения включений минералообразующих сред. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 182–191.
- Сенченко Г. С. Складчатые структуры Южного Урала. М., Наука, 1976. 172 с.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. Осадочно-метаморфические процессы и "газовое дыхание" земной коры. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника (тезисы докладов). М., Наука, 1976, с. 12–14.
- Синица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск, Наука, 1975. 138 с.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых, 3-е изд. М., Недра, 1976. 688 с.
- Сорохтин О. Г. Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7, с. 3–19.

Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 9–41.

Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье)/Ю.В. Миллер, Р.И. Милькевич, В.А. Глебовицкий, Г.В. Давыдов. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 72–83.

Суворов А.И. Разломы и горизонтальные движения земной коры. — В кн.: Разломы земной коры (тезисы докладов). М., 1976, с. 17–19.

Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследований в Карелии). — Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1955, вып. 5, с. 97 — 174.

Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., Недра, 1973. 136 с.

Термодинамический режим метаморфизма. Обзор дискуссии и некоторые заключения. Л., Наука, 1976, с. 317–327.

Фации метаморфизма. Ред. В.С. Соболев. М., Недра, 1970. 432 с.

Хаин В.Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. — В кн.: Проблемы происхождения складчатости (тезисы докладов). М., 1969, с. 4–6.

Хаин В.Е. Общая геотектоника, 2-е изд. М., Недра, 1973. 512 с.

Хлестов В.В. Флюидный режим земной коры и мантии. — В кн.: Геодинамические исследования, № 3, М., Наука, 1975, с. 87–122.

Хлестов В.В., Лепезин Г.Г. Проблема регрессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 226–231.

Шерман С.И., Кошелев А.А., Лысак С.В. Температурные аномалии вокруг зон глубинных разломов и метаморфическая зональность. — В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1973, с. 134–135.

Шкодзинский В.С., Кицул В.И. Диаграмма Р–Т для бедных кальцием гнейсов с явлениями плавления. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 166–175.

Шолпо В.Н. Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ). - Геотектоника, 1975, № 3, с. 44-59.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 8-16.

Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., Наука, 1976. 167 с.

Bredden H., Furtak H., Hellermann E. Eine geometrische Erklärung für die flache Lage der Faltenachsen und der Schieferigkeit. - "Geol. Mitt.", 1964, Bd. 3, S. 253-274.

Hyndman R.D., Hyndman D.W. Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust. - "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, vol. 4, N 6, pp. 427-432.

Pellew A., Southwell R.V. On maintained convective motion in a fluid heated from below. - "Proc. Roy. Soc. London. Ser. A", 1940, vol. 176, N 966, pp. 312-343.

Ramberg H. Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. - "Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala", 1963, vol. 42, N 1-6, pp. 1-97.

Segel L.A. Distant side-walls cause slow amplitude modulation of cellular convection. - "J. Fluid Mech.", 1969, vol. 38, N 1, pp. 203-224.

Talbot C.J. Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. - "J. Geol. Soc. London", 1971, vol. 127, pt. 4, pp. 377-410.

Talbot C.J. Fold nappes as asymmetric mantled gneiss domes and ensialic orogeny. - "Tectonophysics", 1974, vol. 24, N 3, pp. 259-276.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ,

- Адвективный поток восходящий 100, 102, 109-111, 121, 134, 141, 143, 192, 202, 204, 208, 210-211
- - горизонтальный 100, 102, 155, 192
  - - - верхний (центробежный) 154-155, 161, 192, 195, 202-211
  - - - нижний (центростемительный) 192, 202-211
  - - - нисходящий 100, 102, 109, 111, 134, 141, 143, 201-204, 208-211
- Адвективных тектонических движений скорость 102-103, 117, 121-122
- Адвектирующий слой (толща, геосфера) 79, 81, 94-97, 102-103, 110-121, 126, 128, 134, 142, 149, 153-156, 202, 204, 207, 211-214
- Адвекция (гравитационная конвекция) 7, 62-64, 119, 210, 214
- Анатиклинали термальные 25-27, 37, 67, 88, 134-135, 147, 165-166, 177, 186
- Антиклинории антивергентные 150
- моновергентные 189
  - синвергентные 150
- Асимметрия складок (асимметричные складки) 158-161, 189-192, 200, 207, 210
- складчатых сооружений 144, 158-161
- Будинаж 110, 136, 159
- Вергенция складчатости (складок) 159, 187, 189, 194-195, 198-199, 206
- - центробежная 150, 187, 192, 195, 202, 204, 210
  - - центростремительная 187, 192-195, 202-205, 210
- Вертикальный градиент вязкости 81, 89
- - давления 45, 53-54, 71, 87
  - - плотности 56-58, 70
  - - температуры 18-21, 44, 51, 67, 91-94, 113-120, 121, 131, 134, 141
- Волновое число 77-81, 101
- Вязкость (горных пород, толщ, флюидов, эквивалентных материалов) 31, 53, 60-61, 68-76, 84-85, 90-91, 97, 111-129, 145, 154, 169, 186, 191-194

- критическая 74-76, 116-117, 122-124
- относительная 136, 186-187, 190, 192
- Гидроразрыв 51, 55
- Гидротермальное рудообразование 213-215
- Глубинные разломы 11-12, 22, 92, 145-146, 179, 186-204, 209-210
- Глубинный подвиг 151-153, 203, 208
- Гравитационный параметр 153-154
  - тектогенез 8-9, 14-15
- Гранитизация (ультраметаморфизм) 9-12, 16, 23, 31-37, 46-50, 96, 163, 172-178
- Давление литостатическое (геостатическое) 38-42, 45, 48, 51-55, 58, 81, 83, 87, 93, 114-118, 122
  - общее 39-40, 43-44, 83
  - сверхвысокое (избыточное) 39, 42-48, 51-55, 58, 83, 86-87, 90-93, 141-142, 177
  - флюидное 40-41, 44-48, 51-55, 83, 86-87, 91, 93, 141-142, 177
- Дарси уравнение (закон фильтрации) 45, 53, 71
- Дегазация мантии 46-47
- Денудация (в связи с адвекцией) 96, 152-156, 162, 170, 192
- Диапиризм (диапиры) 7-8, 16, 61-62, 79, 99-100, 118-119, 154, 162, 187, 192-195, 200, 204, 208-212
- Диафторез 17, 45, 47, 49, 96, 119, 164, 176
- Дилатация (увеличение объема) 16, 49-52, 59, 82-85, 93-96, 113-119, 172, 176-177
- Длительность процесса метаморфогенной адвекции 112, 117-122, 125, 128-129
- Зеркало складчатости (складок) 109, 111, 136, 144, 147, 149, 158, 174-176, 183, 185, 195, 198
- Избыточное обводнение (горных пород, толщ) 54-59, 70, 73-75, 82-83, 88-91, 96-97, 112, 123, 141, 163, 176, 191, 215
- Инверсии плотности степень 67-69, 74, 82, 84, 90, 103, 111, 114-116, 123-129, 153, 169
- Инверсия тектоническая (тектонических движений) 12, 26, 28, 91, 94, 118
- Интрагеосинклинали устойчивые 25-27
- Кливаж 32-33, 55, 85-87, 93, 109, 111, 136-140, 160-161, 166, 186-187, 191, 194

- Конвекция тепловая 62-65, 76-77, 93, 95, 119-120, 129, 134-137, 141, 147, 153, 212
- Конрада граница 97, 128
- Кризис теплового или флюидного потока 77
- Купола 7-9, 25, 34, 64, 73, 81-82, 89-94, 102, 120-121, 130-131, 141, 166-167, 170-171
- Мегантиклинории 144, 158, 161
- Метаморфизм высокоградиентный (низкого давления) 18, 23, 25, 30, 59, 91-94, 121
- горизонтально-неоднородный 23, 30, 37, 145, 151, 161, 166, 183, 187, 191, 200
  - начальный 22, 45, 54, 194
  - неоднородный (зональный, полифациальный) 18, 22, 30, 165, 177
  - низкоградиентный (высокого давления) 18, 22-24, 91, 94, 118, 164
  - однородный (ареальный, монофациальный) 18, 22, 30, 164-165, 177
  - прогрессивный 17, 23, 26-27, 30-38, 43-44, 50-51, 88, 96, 119, 163-164, 172, 176, 213
  - региональный 9-20, 27, 30-40, 43, 46-48, 51-52, 58-63, 70, 73, 83-88, 96, 101, 111-113, 122, 134, 163, 209-210, 213
  - регрессивный 17, 23, 27, 31, 36, 56, 163
  - среднеградиентный (среднего, умеренного давления) 18, 24-25, 30, 91, 121
- Метаморфическая зональность вертикальная 18, 22, 88, 134, 181, 186
- горизонтальная 18, 88, 98, 145, 151, 186, 191, 197
- Механизмы складкообразования:
- изгиба слоев 88, 137-140, 142
  - скалывания вдоль поверхностей кливажа 137-138, 140-142, 191, 196
  - сплющивания кливажных пластин 138-140
- Моделирование (модель) адвекции 62, 75, 146, 210, 214
- математическое 94, 105, 110, 130, 134-135, 141-147, 153, 167, 174
  - физическое 110, 127-130, 134-135, 141, 146-147, 153, 168, 175

- Навье - Стокса уравнение движения 68  
 Напряжения дополнительные 38-41, 43, 86-87  
 Неустойчивость Рэлея - Тейлора 63, 66-67  
 - - тепловая конвективная 63, 66-67
- Объемного теплового расширения коэффициент 44, 65, 68-69  
 Осадконакопление (в связи с адвекцией) 152-156, 162, 202, 206  
 - олистостромо-олистолитовое 156, 162, 204, 206  
 Отвердевания коэффициент 72, 74, 90  
 Плотность (горных пород, толщ, флюидов, эквивалентных материалов) 50-58, 63, 72, 74, 112-115, 126, 130, 194  
 Покровы тектонические (шарьяжи) 8-9, 16, 130, 136, 145, 150-155, 161, 192, 202-210  
 - - гельветского типа 8, 150, 155, 202-203, 207-208  
 - - пеннинского типа 150, 202-203, 207-208  
 Поле адвективных деформаций 94-95, 105-111, 134, 136, 141, 158, 167  
 - скорость адвективного движения 98-99, 101, 104, 111,  
 Полосчатость (метаморфическая) 31, 44, 162, 175-177, 192  
 Пористость (горных пород) 41, 44, 46, 48, 54, 56-57, 72, 74, 91, 114-117, 123  
 Поток тепловой 19, 21, 26, 48, 77, 92, 95, 152, 204, 211-212, 214  
 - - конвективный 20, 64, 66, 70, 77, 95, 173  
 - - кондуктивный 64, 68-71, 75, 77, 82, 95  
 - флюидный (фильтрация флюида сквозь горные породы) 45-53, 59, 64, 71-77, 82, 87, 95, 141  
 Пояс метаморфический 17, 24, 134  
 - - парный 212  
 Прогобы краевые 13, 24, 154-155, 158, 206  
 - передовые 12, 54, 144, 201-202, 210  
 - (депрессии) перишарьяжные 151, 156, 162, 204, 206, 208, 210  
 Проницаемость (горных пород) гидравлическая 41, 45-46, 51-55, 59, 61, 71, 74, 90-92, 97, 113, 123-124, 145, 169, 173, 191, 197
- Разлинзование слоев (тектоническое) 110, 136, 159, 163, 174  
 Растяжение горизонтальное 15, 109, 136, 150, 152, 154-155, 161, 209, 213-215

Режим дилатации (отсутствие адвекции) 82-87, 93, 130, 165-166, 177

- линейной адвекции (формирование линейных структур) 82, 88, 93, 112, 129-130, 141, 165-166, 178

- купольной адвекции (формирование купольных структур) 82, 88-93, 131, 141, 165-170, 178

- эндогенный геосинклинальный (геосинклиналь) 10-11, 21, 164

- - миогеосинклинальный (миогеосинклиналь) 10-11, 20-21, 47, 179, 191, 193, 197

- - орогенный 12-13, 15, 21, 48, 54, 62, 86, 155, 203, 213

- - ортогеосинклинальный (ортогеосинклиналь) 11, 90

- - парагеосинклинальный (парагеосинклиналь) 11, 22, 90

- - эвгеосинклинальный (эвгеосинклиналь) 10-11, 20-22, 47, 179, 197

Рэля числа критические 69, 73-77, 81-82, 88-93, 98, 112-113, 126, 130-131, 146, 165-166, 170, 177-178

Сжатие вертикальное (радиальное) 31, 33, 43, 165, 167, 170

- всестороннее 39-40

- горизонтальное (тангенциальное) 14, 31, 33, 85, 136-137, 140-144, 148, 151-154, 167, 194, 204-206, 210-215

- - реактивное (дилатационное) 83, 85-86, 93, 165-166

- неравностороннее 39, 83

Сжимаемость (горных пород, воды, флюидов) 55, 72, 74, 91, 115-117, 123, 169

Складчатость (складчатая структура, складки) 7, 13-16, 34, 36, 43, 62, 88, 93-94, 109-110, 130, 135, 141, 154, 171, 178, 194-195, 199, 209-210

- геосинклинальная 13-14, 151, 176

- глубинная 13, 16, 23

- изоклинальная 31, 139, 162

- лежачая 16, 31, 55, 145, 150, 155, 162-170, 177-178, 192, 195, 202, 207-209

- мелкая 31, 55, 109-110, 130, 133-137, 141, 143, 148-150, 158-159, 164-167, 174-178

- наложенная (нескольких поколений) 16, 31, 108, 110,

- 136, 162, 167-171, 177-178
- общего смятия 13-16, 23, 62, 85, 147
  - перевернутая 150
  - шовная 194
- Складчатости интенсивность 137, 142, 149, 155, 168, 171, 194, 196, 199
- эволюция 108, 136, 167-168
- Сланцеватость 31, 33, 37, 43-44, 55, 86, 93, 111, 136, 162-166, 174-178, 186, 192, 194
- Слой геофизический гранито-гнейсовый 97, 118, 128, 200-201
- - гранулито-базитовый 97, 150, 201
  - - осадочный 97, 118
- Сокращение (сжатие) слоистого массива горизонтальное 137-142, 149, 159, 170, 191, 195-196, 206
- - косое (по отношению к слоям) 159-161
  - - поперечное 136, 150, 159
  - - продольное 33, 148, 159, 174-175, 178
- Стадия геосинклинальная доинверсионная 11-15, 20-26, 37, 48, 56, 58, 91, 94, 118, 124, 164, 177, 191, 193, 213
- - инверсионная 12-16, 21-30, 33-38, 46-49, 52-62, 70, 74-75, 79, 86, 89, 92, 94, 98, 113-117, 120, 124, 129, 152-156, 164, 170, 177-178, 192, 203-204, 207, 213
- Стокса закон всплывания 103
- Структурные ступени 135, 144, 158, 161, 183, 187, 198-199
- Тектоника плит 43, 210-212
- Тектонические движения адвективные (адвекция) 7-8, 16, 35, 62, 73, 76-77, 101, 111, 155, 191, 209-210, 213-215
- - магматогенные 9, 33, 176
  - - метаморфогенные 9, 17, 62-63, 79, 178, 194, 214-215
  - - - общие 142-146, 149, 158, 161, 187-198, 204, 208, 211-212
  - - - седиментогенные 8-9
  - - - тектогенные 8-9
  - - - ультраметаморфогенные 9, 35, 117
  - - - частные 142-146, 158, 161, 187-191, 195, 198, 208, 212
- Температуропроводность (горных пород, эквивалентных материалов) 68-72, 127, 173
- Теплоемкость удельная (горных пород, эквивалентных материалов) 65, 68-72

- Теплопроводность (горных пород, эквивалентных материалов) 19, 64, 68-71, 77, 79, 97
- Траектории движения частиц (при адвекции или конвекции) 103-106
- Устойчивости критерий Рэлея (число Рэлея) 67-77, 82, 84, 88-93, 103, 128-131, 153, 165-166, 170
- Фаз складкообразования миграция 155, 171, 178
- Фаза складкообразования (складчатости) 30-31
- Фациальная серия метаморфическая 23, 91
- - - андалузит-силлиманитовая 19, 23, 26, 28, 91-94, 113, 121
  - - - жадеит-глаукофановая 19, 24, 91, 94, 118, 212
  - - - кианит-силлиманитовая 19, 23, 26, 28, 91-92, 113, 121
  - - - эпигенетическая 29-30
- Физического подобия условия 112, 125-129
- Флексуры (как зачаточная форма шарьяжей) 195
- Фундамент геосинклинальный 49, 96-97, 119, 128, 133, 150-152, 164, 176, 188-197, 200-207
- Функция тока (для плоско-параллельного движения) 103
- Центральные поднятия 13, 24, 154-155, 158, 171
- Цикл деформационно-метаморфический 22, 30-32, 37, 43, 55, 60, 86, 163, 177
- эндогенный 10, 12, 17, 163, 179
- Чехол геосинклинальный доинверсионный 49-50, 96, 119, 164, 176, 195, 200, 202-203, 207
- Эквивалентные материалы (вещества) 111-112, 120, 125-129, 146, 157, 175
- Эллиптический интеграл первого рода 106
- Эпигенез (катагенез) 17, 21, 30, 55-56, 60, 114-119, 213
- высокоградиентный (низкого давления) 29
  - глубинный 58, 186, 197
  - начальный 197
  - низкоградиентный (высокого давления) 29
  - региональный 29
  - среднеградиентный (среднего, умеренного давления)

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	7

### Часть I

Региональный метаморфизм как причина инверсии плотности в земной коре

Вертикальные тектонические движения, складкообразование, региональный метаморфизм и гранитизация . . .	10
Тектоническое развитие ортогеосинклиналей . . . .	11
Вертикальные тектонические движения и складкообразование . . . . .	13
Вертикальные тектонические движения и региональный метаморфизм . . . . .	16
Складкообразование и региональный метаморфизм .	30
Гранитизация . . . . .	33
Региональный метаморфизм как причина возникновения механической неустойчивости в земной коре . . . . .	38
Сверхвысокое давление . . . . .	39
Увеличение объема горных пород . . . . .	48
Возникновение инверсии плотности в земной коре .	52

### Часть II

Моделирование адвективных тектонических движений, возбуждаемых инверсией плотности в земной коре

Тепловая конвекция как физический аналог метаморфогенной адвекции . . . . .	60
Моделирование метаморфогенной адвекции . . . . .	62
Тепловая конвекция как один из двух главных способов передачи тепла . . . . .	64
Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости в поле силы тяжести . . . . .	66

Критерий устойчивости Рэлея . . . . .	67
Тепловая конвекция и метаморфогенная адвекция . .	70
Режимы тепловой конвекции и метаморфогенной адвекции . . . . .	76
Зависимость расстояния между поднятиями от мощности конвектирующего слоя . . . . .	77
Два критических числа и три области значений чисел Рэлея . . . . .	80
Влияние различных факторов на режим метаморфогенной адвекции . . . . .	89
Простейшая математическая модель поля адвективных деформаций . . . . .	94
Допущения, лежащие в основе модели . . . . .	95
Поле скоростей движения частиц в конвектирующем слое . . . . .	98
Абсолютная скорость конвективного движения . . .	102
Траектории движения частиц в конвектирующем слое	103
Определение местоположения частиц через заданные промежутки времени . . . . .	104
Поле конвективных деформаций . . . . .	106
Поле деформаций в слоистой среде . . . . .	109
Модель из эквивалентных материалов . . . . .	111
Оценка вязкости природных адвектирующих толщ . .	112
Оценка длительности процесса метаморфогенной адвекции . . . . .	118
Степень устойчивости оценок параметров адвекции .	122
Выбор эквивалентных материалов и техника экспериментов . . . . .	126

### Часть III

#### Адвективные тектонические движения и складкообразование

Складкообразование как результат адвективных тектонических движений . . . . .	130
Два порядка структурных форм по их размерам и происхождению . . . . .	133
Соотношение длины прослоев, величины горизонтального сокращения и интенсивности мелкой складчатости . . . . .	137
Горизонтальные адвективные движения как причина асимметрии складчатых сооружений и структур . . . .	142
Частные и общие адвективные движения при ограниченной ширине зоны адвекции . . . . .	142

Горизонтальная неоднородность метаморфизма как причина преимущественно горизонтальных адвективных движений . . . . .	145
Деформация кровли адвектирующей толщи в сочетании с денудацией и осадконакоплением . . . . .	153
Подъем геоизотерм и нестационарность процесса адвекции . . . . .	156
Асимметрия складчатых сооружений и структур . . . . .	158
Специфика адвективного складкообразования в высокометаморфизованных толщах . . . . .	162
Деформационно-метаморфический цикл . . . . .	163
Причины различия складчатой структуры в неметаморфизованных и метаморфизованных толщах . . . . .	168
Связь гранитизации со складкообразованием . . . . .	172
Особенности структуры некоторых складчатых областей . . . . .	178
Таласский хребет . . . . .	179
Северо-Западный Каратау . . . . .	192
Западный склон Южного Урала . . . . .	196
Западные Альпы . . . . .	202
Возможности применения моделей адвекции в других разделах геологии . . . . .	210
Заключение . . . . .	215
Список литературы . . . . .	226
Предметный указатель . . . . .	237

Михаил Адрианович Гончаров

ИНВЕРСИЯ ПЛОТНОСТИ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ  
И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ

Редактор издательства Т.А. Горохова  
Переплет художника С.А. Смирновой  
Художественный редактор Е.Л. Юрковская  
Технический редактор О.А. Болтунова  
Корректор Т.Ю. Шульц

---

Сдано в набор 29.11.78. Подписано в печать 23.05.79.  
Т-09452 формат 60x90/16. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Печ. л. 15,5  
Уч.-изд. л. 14,16. Тираж 900 экз.  
Заказ 616. /7168-1 Цена 2 р. 30 к.

---

Издательство "Недра" 103633, Москва, К-12  
Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной  
торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.

## УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве "Недра" готовятся к печати новые книги

РЕЗАНОВ И.А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. 20 п. 3 р. 10 к.

Монография посвящена геологической интерпретации результатов глубинного сейсмического зондирования земной коры. В ней освещаются все стороны этой проблемы, имеющей большое научное и прикладное значение, — анализ сейсмических данных, изучение физических свойств пород, рассмотрение геологической природы сейсмических слоев и границ. В качестве примеров геологической интерпретации выбраны наиболее полно изученные районы в пределах СССР, Канады, США, Восточной и Западной Европы. В книге рассматривается также строение и генезис земной коры океанов, состав и механизм образования гранитного и "базальтового" слоев земной коры, природа границ Мохоровичича. Приводится генетическая классификация типов земной коры континентов и океанов.

Рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков, изучающих строение, состав и эволюцию земной коры.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел "Книга-почтой" магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство "Недра"

2 р. 30 к.

3025

«НЕДРА»