



Основные черты
Тектоники

ДОКЕМБРИЙ
КОНТИНЕНТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 342

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 342

PRECAMBRIAN OF CONTINENTS

GENERAL FEATURES OF TECTONICS



PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1977

ДОКЕМБРИЙ
КОНТИНЕНТОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ
ТЕКТОНИКИ

Монография является заключительной в серии «Докембрий континентов». Книга состоит из четырех частей. В первой части рассмотрены общие вопросы расчленения и районирования докембрийских образований, охарактеризована методика районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс. Во второй части дано краткое описание структуры докембрия континентов по хроностратиграфическим этажам. Проведена типизация структурно-вещественных комплексов, тектонических районов и структурных рисунков. Третья часть посвящена обсуждению некоторых актуальных проблем тектоники докембрия. В заключительной — четвертой — части освещаются вопросы эволюции структуры осадочной оболочки континентов в докембрии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Авторы:

Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. К. БАШАРИН, Н. А. БЕРЗИН

Ответственный редактор
проф. *К. В. БОГОЛЕПОВ*

Monograph is a concluding work from the series "Precambrian of Continents". The book includes four parts. The first part deals with general aspects of subdivision and zonation of Precambrian rocks and method of tectonic zonation on structure-material features of mineral mass. Short description of continents Precambrian structure through chronostratigraphic levels is given in the second part. There was made typification of structure-material complexes, tectonic regions and structural pictures. The third part discusses some actual problems in Precambrian tectonics. The final fourth part considers the questions in the evolution of the continental crust in Precambrian.

The book is designed for wide circles of geologists.

Authors:

CH. B. BORUKAYEV, A. K. BASHARIN, N. A. BERZIN

Responsible editor
prof. *K. V. BOGOLEPOV*

Кроме практической пользы, исследования докембрия сулят бесконечные острые переживания в процессе изучения неисчерпаемого прошлого.

А. Холмс *

Несовершенство современных геологических знаний, затрудняющих создание общей теории эволюции вещественного состава и структуры земной коры, в значительной мере определяется обширными полями «белых пятен», лежащими в двух сферах науки: в геологии докембрийских комплексов горных пород, слагающих основание континентов, и в геологии ложа Мирового океана с его современными системами перикокеанических геосинклиналей и рифтовых поясов, в пределах которых сосредоточено более 80% сейсмической энергии Земли.

Нет необходимости доказывать, что эти два столь различных направления геологических знаний представляют собой особенно перспективные линии развития науки. Докембрийские толщи, формировавшиеся в течение трех с лишним миллиардов лет и слагающие не менее 75% всего объема материковой коры, служат единственным источником информации о древней геологической истории планеты, о событиях, предопределивших последующие закономерности состава, структуры и размещения минеральных масс в континентальных сегментах. В свою очередь, изучение современных и относительно молодых мезозойско-кайнозойских образований океанического ложа и протекающих здесь геологических процессов дополняет эту информацию, позволяя проникнуть в сущность динамики развития литосферы, в процесс возникновения океанической коры и ее дальнейшего преобразования в кору континентального типа. Поправки, которые, исходя из общего принципа эволюции, всегда нужно иметь в виду при использовании актуалистического метода в исследованиях геологического прошлого, не могут служить препятствием для поисков в нем аналогов новейших структур и формирующих их геодинамических процессов. Таким образом, оба новых направления в геологии и геотектонике (а они возникли всего 25—30 лет тому назад) дополняют друг друга. В совокупности они являются источниками познания как статических аспектов древних и современных структур и создаваемых ими, по удачному выражению Э. Аргана, динамических образов, так и глобальных геологических процессов, проходивших через всю геологическую историю существования планеты.

Не касаясь далее вопросов геологии современного океана, попытаемся наметить некоторые из проблем в изучении докембрия континентов, имеющих наибольшее значение для геотектоники. Несомненно, проблемой номер один является построение общей геохронологической шкалы, наращивающей в глубь истории шкалу фанерозоя. Насколько трудна эта задача, видно из того, что в настоящее время существует более десяти конкурирующих друг с другом шкал, основанных на разных, часто взаимоисключающих, признаках или их различных, подчас субъективных трактовках. Из-за специфики докембрийских образований при их расчленении не может быть использован биостратиграфический метод, столь успешно примененный для фанерозоя. Исключе-

* Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 24.

ние составляют венд и верхние части рифея, для которых недавно, главным образом в результате работ Б. С. Соколова и его коллег, стал успешно применяться биостратиграфический метод. Серьезные сомнения вызывает возможность построения единой шкалы и уверенной корреляции даже крупнейших геологических событий на основе одного изотопного метода, так как геологический возраст пород в большинстве случаев находится в резком несоответствии с радиометрическими датировками. Обычно они обусловлены повторным региональным метаморфизмом, криптометаморфизмом и целым рядом наложенных процессов, выяснение которых само по себе представляет серьезную и не всегда разрешимую задачу. Вместе с тем широко используемый тектонический метод, связанный с представлением о синхронности диастрофических циклов или эпох так называемой завершающей складчатости, восходит к «канону Штилле», т. е. покоится на гипотезе, которая, в свете изучения возрастных соотношений фанерозойских складчатых систем, подвергается серьезной критике. Поправка Н. С. Шатского, отметившего, что под тектоническим, или историко-геологическим, методом следует понимать разработку стратиграфической шкалы не путем выделения отдельных несогласий или перерывов, а на основе изучения истории становления геотектонических элементов и заключений об этапах развития земной поверхности в целом, хотя и предусматривает более широкий комплексный — структурно-формационный — подход, но не решает вопроса о способах корреляции геологических событий в различных или отдаленных друг от друга тектонических зонах. Эта методика позволяет наметить лишь примерную временную последовательность крупнейших геологических этапов, но не создает основы для выделения в толщах докембрия межрегиональных изохронных границ. Таким образом, построение общей геохронологической шкалы докембрия дело будущего. В ее основу, по-видимому, должен быть положен комплекс историко-геологических и изотопных данных.

Следующая важная для тектоники проблема заключается в реконструкции первичного вещественного состава глубокометаморфизованных докембрийских толщ. Для осадочных и вулканогенных пород она успешно разрабатывается большой группой ученых во главе с А. В. Сидоренко. Связанный с этой проблемой вопрос о существовании в докембрии аналогов известных для фанерозоя типоморфных формаций и их рядов, позволяющих выделять по вещественному составу геосинклинальные, орогенные и платформенные комплексы, видимо, в общем виде можно считать разрешенным. «Наличие среди докембрийских метаморфических образований всех групп, рядов и типов осадочных пород, которые слагают фанерозойские комплексы, позволяет изучать и восстанавливать фациальные и палеогеографические условия в докембрии, используя методы литологического и палеогеографического исследований...»* Однако, переходя от литологического уровня исследований к формационному и к его приложению в тектонике, необходимо иметь в виду, что признаки типоморфности формаций или рядов для различных классов структурных элементов земной коры в глубоком докембрии и фанерозое могут существенно варьировать, хотя бы в связи с различной толщиной и проницаемостью сиалического слоя — складчатого фундамента древнейших и современных платформенных сооружений. Поэтому здесь необходимы дальнейшее исследование и согласование вещественных характеристик со структурными, поскольку как те, так и другие кладутся в основу наиболее приемлемых тектонических классификаций.

Почти не изучена проблема первичной локализации в литосфере сиалических масс — зачатков будущей континентальной коры. Недо-

* Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 5.

статочно исследовано значение в этом процессе глубинной дифференциации мантийного вещества и выноса к поверхности наиболее подвижных и легкоплавких компонентов. Неясна и возможная роль концентрации сиалического материала в результате экзогенной физико-химической сепарации минеральных масс при их выветривании, транспортировке и накоплении в условиях весьма динамического тектонического рельефа ранних стадий образования земной коры и химически агрессивной гидросферы, проходившей, согласно М. Г. Валяшко*, через «кислую» стадию насыщения первичных океанических вод по кремнезему. Наконец, остается неизученной и роль весьма вероятного тектонического сгущивания первичных сиалических масс под влиянием горизонтальных перемещений литосферных плит, шарьирования и складчатости. Возникающие при этом вопросы, усугубляющиеся присутствием обломочного гранитоидного материала (как это сейчас выясняется) в самых нижних горизонтах протоея, имеют непосредственное значение для выяснения причин, времени и геодинамических условий разделения литосферы Земли на континентальные и океанические сегменты и ее асимметрии.

Проблемы формирования, локализации и динамики развития различных типов коры, в свою очередь, переплетаются с вопросами о времени возникновения и эволюции унаследованных фанерозоем основных классов тектонических структур — геосинклинальных и орогенных поясов, платформ, систем глубинных разломов, срединных массивов и т.п. Сам опыт подобной типизации структурных элементов коры глубокого докембрия и выявления с помощью структурного и формационного анализа, гомологичных фанерозойским, эмбриональных или достаточно полно развитых форм на разных возрастных уровнях трехмиллиардного отрезка времени имеет огромное значение. Он позволяет не противопоставлять друг другу якобы неповторимые структурные формы разных отрезков докембрийской и фанерозойской истории, а установив их классификационную общность по основным признакам, воссоздать общую, вероятнее всего, спиральную линию эволюции вещества и структуры коры и формирующих их, хотя и разных по интенсивности, но единых в течение всей истории, геологических процессов.

Упомянутые и другие проблемы тектоники докембрия нашли отражение в книге Ч. Б. Борукаева, А. К. Башарина и Н. А. Берзина. Она завершает опубликованную в 1975—1977 гг. серию работ «Докембрий континентов» и может рассматриваться как синтез современных тектонических знаний. Предпосылкой этого многотомного издания послужила составленная в Институте геологии и геофизики СО АН СССР к 1970 г. под редакцией Ю. А. Косыгина и выпущенная в свет в 1972 г. «Карта тектоники докембрия континентов», сопровождавшаяся краткой пояснительной запиской. Однако более широкий и углубленный характер приобрели исследования тектоники докембрия в том же Институте в последующие годы, когда вслед за первым изображением разновозрастных структурно-вещественных комплексов докембрия Мира по инициативе А. Л. Яншина были поставлены работы по детальному сравнительному анализу и обобщению всего имеющегося, или во всяком случае доступного для нас, советского и зарубежного материала. Проведение этих работ оказалось важным не только из-за неисчерпаемости темы и ее большого научного и практического значения, но и потому, что за последнее пятилетие вместе с ростом интереса к докембрию появилось огромное количество новой информации, позволяющей уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть концепцию, положенную в основу Карты.

* В а л я ш к о М. Г. Эволюция химического состава воды океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 97—104.

Думается, что публикуемая книга привлечет внимание не только специалистов по докембрию, но и большого круга геологов обширностью освещенных в ней вопросов, многие из которых выходят далеко за рамки докембрийской специфики и имеют значение для геотектоники в целом. Такова, в частности, вызывающая в последние годы особенный интерес проблема совершенствования принципов тектонического районирования. Пожалуй, впервые в нашей литературе после работы Т. Н. Спизарского* она так подробно рассмотрена Ч. Б. Бо-рукаевым в первой, очень интересно написанной, части книги. Эта часть вводит читателя в круг стоящих перед исследователями докембрия методологических задач и в принятые авторами способы их решения. Дискуссионность многих высказанных здесь положений очевидна, и они частично уже подвергались обсуждению в печати. Это касается «объемного» районирования (вряд ли удачен сам термин) и его противопоставления другим «необъемным» методам. По этому вопросу я уже выступал в печати** и не буду повторяться. Спорной представляется и целесообразность использования узко целевой двухмерной структурно-вещественной классификации минеральных масс, принятой в свое время для составления карты тектоники докембрия. В этой классификации все множество формационных комплексов разделено по избранным диагностическим признакам на две группы — платформенных и геосинклинальных, что а priori предreshает вывод о тектонической несамостоятельности или даже о возможности существования в разрезах докембрия орогенных образований. Я не считал нужным давать редакционные примечания к этим или другим дискуссионным положениям. Внимательный читатель сам обратит на них внимание, тем более, что давление фактического материала, четко изложенного и проанализированного в последующих частях книги, убеждает в том, что эта классификация, как и некоторые другие чисто формальные решения, сохранилась во вводном разделе книги как реликты того методического подхода, который был принят при составлении карты тектоники докембрия континентов. Однако этот подход требует пересмотра и усовершенствования для решения задач следующего, более высокого теоретического уровня, заключающихся в исследовании эволюции земной коры и формирующих ее процессов.

Обобщенный фактический материал и ряд новых решений по стратиграфии и тектонике изложены во второй части книги, посвященной последовательному описанию четырех выделяемых авторами стратиграфических мегакомплексов — алданского, киватинского, афобского и рифейского. Они условно названы «этажами». Каждый из них по своему возрастному объему существенно превышает не только группы фанерозоя, но и это крупнейшее хроностратиграфическое подразделение в целом. С возможной, исходя из объема работы, степенью детальности авторы рассматривают данные о цикличности и латеральной изменчивости вещественного состава и строения каждого из этажей, о присущих им особенностях структурных рисунков и проводят поэтапное тектоническое районирование. Принципиально важным в этой части монографии является обоснование изначальных латеральных неоднородностей состава древнейшей коры алдания, выражающихся в существовании на самых ранних уровнях гранитизированных силикатических плит, разделенных обширными симатическими областями, а также выводы авторов о возникновении во второй половине дейтерогейя четко выраженных «щитовых массивов» — прототипов будущих платформ неогейя, многогеосинклиналей и массивов типа срединных. То и другое,

* Спизарский Т. Н. Обзорные Тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973, с. 240.

** Боголепов К. В. О количественных основах тектонического районирования. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 3, с. 12—22.

наряду с вполне оправданной концепцией авторов о пангеосинклинальной природе алдания, позволяет, используя и развивая современные положения геосинклинальной теории, проследить на глобальном геологическом материале хронологическую последовательность хода дифференциации коры и время возникновения новых видов тектонических форм, получивших полное развитие в неогее. При этом авторы успешно избегают гипотетических представлений об особых — нуклеарной и лунной — стадиях развития земной коры и показывают их недостаточную обоснованность.

Осторожнее приходится оценивать выводы о пангеосинклинальном развитии земной коры в киватинии. Настораживают не только данные о том, что саамская складчатость, отождествляемая с α -консолидацией (по терминологии Г. Штилле), привела «к превращению практически всей поверхности континентов в складчатые сооружения и к образованию на их территории прототипа сиалической коры», но и широкое развитие в основании многих разрезов киватиния фаллаховой и карбостромовой формаций, которые, согласно впервые описавшему их Б. М. Келлеру, характерны для платформенных чехлов, а не для геосинклиналей, хотя и проникают в них в виде аллофильных членов формационных рядов. Кроме того, из двух основных типов разрезов киватиния разрез гранитогнейсовых толщ пока что практически не может быть отделен от разрезов соответствующих комплексов алдания. Следовательно, уже в это время могли существовать протоплатформенные сиалические массивы и покрывающие их чехлы. Таким образом, вывод о пангеосинклинальном режиме киватиния, предполагающий повсеместную геосинклинальную переработку созданного ранее сплошного сиалического панцыря, в известной мере обусловлен несколько упрощенными методическими приемами группировки геологических формаций в типоморфные ряды.

Третья часть книги посвящена ряду общих проблем тектоники докембрия, вытекающих из изложенного фактического материала. Здесь хочется привлечь внимание читателей к очень интересно разработанным вопросам — о диасхизисе и о соотношениях эволюции и цикличности, региональных эпох завершающей складчатости и планетарной консолидации, поскольку эти вопросы имеют важное значение для исторической геологии и геотектоники.

Как известно, диасхизис (от греческого διασχίζω — взламывать) рассматривается предложившим этот термин М. А. Семихатовым как «совокупность процессов метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, которые накладываются на значительно более древние гранитогнейсовые комплексы и налегающие на них покровные толщи и вызывают интенсивные их динамотермальные преобразования»*. Характерными, по мнению того же автора, являются: независимость областей диасхизиса от разновозрастных геосинклинальных систем, образование крупных разломов и зон милонитизации, которые контролировали размещение авлакогенов, активизация рельефа, что нашло выражение в сохранившихся на платформах обломочных пород спаргаментной или фаллаховой формаций, образование вулканических поясов и т.п. Из этого определения видно, что диасхизис очень близок к широко развитому в фанерозое дейтероорогенезу и его частной форме — эпиплатформенному орогенезу**. М. С. Нагибина, основываясь на характере магматизма, называет то же явление, происходившее в мезозое, «гранитоидной» и «базальтоидной активизацией». И диасхизис, и дейтероорогенез представляют собой реакцию жесткой, консолидированной сиалической коры на тепловое и механическое воздейст-

* Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.

** Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 8.

вие процессов, происходящих в мантии. Таким образом, изучение этого явления дает возможность установить единство одного из важнейших проявлений глубинных тектонических процессов, начиная с глубокого докембрия до конца фанерозоя, исследовать его эволюцию, определяющуюся, с одной стороны, изменениями энергетического воздействия на кору и, с другой, общим увеличением мощности и изменениями состава деформируемых сиалических блоков.

Другую трактовку диасхизиса дает Ч. Б. Борукаев на основании анализа разрезов Гренвилдского, Мозамбикского и других указанных в литературе и установленных им зон диасхизиса. В это понятие он включает не только дробление ранее консолидированной складчатой области, внедрение анортозитов, массовую гранитизацию и т. п., но и последующее обрушение коры, образование миогеосинклиналей и даже эвгеосинклиналей, их инверсию, складчатость, внедрение «молодой» генерации гранитов и новое общее поднятие территории. Общее поднятие территорий и сопутствующие ему процессы фактически представляют собой эпигеосинклинальный орогенез. В такой интерпретации диасхизис отождествляется с предысторией и полным циклом развития вторичных внутриконтинентальных геосинклиналей. Сравнение так широко понимаемого диасхизиса с орогенезом, в трактовке его А. А. Моссаковским, приводит Ч. Б. Борукаева к выводу о том, что «зоны диасхизиса нельзя сопоставлять с орогенными поясами в их полном объеме». Я не думаю, что три различных направленных процесса, не всегда связанные обязательной последовательностью, каждый из которых характеризуется специфическими наборами горных пород, имеет смысл объединять под одним и тем же понятием и термином.

Рассмотрение диасхизиса как докембрийской формы дейтероорогенеза или в более широком его понимании, предложенном Ч. Б. Борукаевым, переплетается со спорной проблемой проявления горообразования в докембрийской истории. Существует широко укоренившееся убеждение, что в разрезах докембрия отсутствуют грубообломочные образования, которые могли бы отождествляться с молассами фанерозоя. Однако это не совсем так. Уже в живатинии, т. е. отложениях с возрастом более 2 млрд. лет, для верхней части выделенного А. К. Башариным свазилендского типа разреза характерна мощная (до 3,5 км) толща, рассматриваемая как молассовая «суперформация» (слои Модис, Карраунг и др.). Ее описание читатель найдет во второй части книги. Она представлена преимущественно песчаниками, в том числе красноцветными, но содержит линзы и слои конгломератов и брекчий, иногда валунных, галечных граувакк и т. д., и сменяется в районе Трансваальского массива порфировой формацией, отождествляемой с поздней вулканогенной молассой межгорных прогибов. Совместно они образуют ассоциацию, которая очень похожа на обособляющиеся в фанерозое орогенные комплексы. Подобные же образования присущи и другим типам разрезов живатиния, за исключением, быть может, североканадского. Впрочем, и здесь в верхних ритмично построенных толщах встречаются линзы конгломератов мощностью до 400 м. Указания на присутствие достаточно грубых обломочных отложений, которые Ч. Б. Борукаев также отождествляет с молассой, приведены при описании разрезов эфебия. Ранее обилие грубообломочных пород в низах «неопротозоя», т. е. на уровне 1,6—1,9 млрд. лет, отмечал Л. И. Салоп*, считающий их, однако, не молассовыми, а тафрогенными (т. е. в нашем понимании дейтероорогенными) формациями. М. А. Семихатов в уже упоминавшейся работе прямо говорит о широком распространении орогенного комплекса, связанного со свекофен-

* Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.

ской, эбурнейской и гудзонской складчатостями. Таким образом, трудно сомневаться в том, что, по крайней мере с конца первой половины дейтерогея (в понимании этого подразделения авторами книги), прото- и, очевидно, дейтероорогенез проявлялись неоднократно. Вопрос может заключаться лишь в том, какова была выраженность орогенных структур в рельефе. Высота гор в условиях изостатического выравнивания связана прямой зависимостью с мощностью земной коры и ее сиалического слоя. По этой причине трудно ожидать, чтобы высоты горного рельефа в докембрии достигали современных величин. Но не следует забывать о зависимости рельефа и от антиизостатических движений. Относительная высота современных срединных океанических хребтов достигает 4—5 км. На ранних стадиях истории Земли антиизостатические движения были, вероятно, весьма значительными.

В связи с дискуссией о рельефе поверхности Земли в докембрии еще раз следует напомнить, что орогенез нельзя ограничивать, ссылаясь на этимологию термина, одним горообразованием. Он включает широкий комплекс явлений — складчатость (преимущественно германотипную и приразломную), образование разрывов, контрастные, главным образом положительные, движения блоков коры, глубинный и эффузивный магматизм, метаморфизм — и приводит к наращиванию земной коры и ее структурной перестройке. В этом понимании развитие в докембрии прото- и дейтероорогенных структур несомненно. Вопрос заключается в исследовании их специфики в различные эпохи жизни Земли. Здесь следует уточнить содержащееся в той же части книги утверждение о том, что определение орогенеза «как категории генетической» в работах Н. П. Хераскова, К. В. Боголепова, А. А. Моссаковского и др. дается через определение процесса. В изучении орогенеза, так же как геосинклинального и платформенного развития, существуют структурный и динамический аспекты, выделявшиеся еще Э. Огом и Э. Арганом. Второй аспект вытекает из первого. Наличие в разрезах земной коры определенных ассоциаций горных пород, отличающихся по структурным и вещественным характеристикам от геосинклинальных и платформенных, анализ присущих им структурных форм, определение взаимоотношений с ассоциациями пород фундамента, индексированными как геосинклинальные — складчатые или платформенные — позволяет выделять орогенные образования в самостоятельные структурные элементы земной коры (структурно-вещественные комплексы и этажи). Только на этой методической основе, совершенно тождественной основе построения геосинклинальной теории, исследовались Н. П. Херасковым и разрабатываются сейчас динамические аспекты орогенеза и дается его генетическое определение.

В четвертом — заключительном — разделе книги изложены выводы авторов об эволюции структуры земной коры. Их следует рассматривать как один из первых и удачных опытов разработки на современном фактическом материале этой сложной, общегеологической проблемы. Вполне оправданным является принятый авторами методический подход. Использование основных положений геосинклинальной теории позволило не противопоставлять друг другу отдельные отрезки геологической истории, а наметить общую линию развития земной коры, исходя из определенной меры сходства структур разных возрастных уровней по их важнейшим, наиболее устойчивым характеристикам. Меня, как редактора, а следовательно, и первого читателя книги, особенно заинтересовало наметившееся развитие идей Г. Штилле о «больших периодах» в жизни Земли, завершившихся всеобщей консолидацией, и удачное согласование взглядов Г. Штилле с идеями Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и других представителей русской тектонической школы о метакронности эпох «завершающих складчатостей» в разных регио-

нах. Установление соответствующих рангов тектонических рубежей позволило авторам книги обосновать намеченное Г. Штилле лишь в общих чертах выделение дейтерогей, как геохронологического подразделения одного порядка с прото- и неогеем, уточнить его границы и тем самым внести существенный вклад в геохронологическую рубрикацию.

В редакционном предисловии я сознательно заострил внимание на некоторых дискуссионных вопросах, так как считаю, что они увеличивают интерес к работе, а при изучении трудных проблем геологии докембрия они неизбежны. К тому же, сосредоточив на них внимание, мы намечаем дальнейшие пути исследований.

Публикуемая монография составлена в Лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР под непосредственным руководством Ч. Б. Борукаева. Он же помог мне, за что я ему очень благодарен, в редактировании разделов, написанных его соавторами — А. К. Башариным и Н. А. Берзиным.

Полагаю, что выход этой книги в свет будет встречен с интересом широким кругом геологов. С ее появлением уменьшается количество «белых пятен», упомянутых в начале введения.

К. Боголепов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Докембрийские образования, слагающие глубинные зоны осадочной оболочки континентов и обнажающиеся лишь на 20% площади суши, являются важнейшим потенциальным ресурсом минерального сырья. К ним приурочены крупнейшие месторождения железных руд, марганца, хромитов, меди, сульфидного никеля, кобальта, слюд, редких элементов и т. д. В последние годы в верхних частях докембрийских толщ обнаружены также проявления нефтегазоносности. Освоение минеральных богатств все более связывается с глубинными горизонтами, поэтому изучение докембрия приобретает особо важную роль. Для прогноза месторождений, расположенных на глубине, необходимо выяснить общие закономерности их размещения в структуре вмещающих толщ.

Другая особенность докембрия, привлекающая к нему внимание исследователей, — это то, что время образования рассматриваемого объекта охватывает более 80% всей геологической истории Земли. Близкой цифрой характеризуется и отношение объема докембрийских толщ к общему объему осадочной оболочки. Изучение докембрия позволяет выявить характеристику развития планеты, представления о котором разрабатывались при анализе структур, сформировавшихся на последних его этапах. Эти вопросы теснейшим образом связаны и с проблемой зарождения и эволюции жизни на Земле.

В силу этих причин академик А. В. Сидоренко назвал изучение докембрия важнейшей задачей современной геологии (Сидоренко, 1965).

В Лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР работы по изучению структуры докембрийского этажа проводятся со времени ее основания (1958 г.). В целях районирования этажа на территории Сибири и Дальнего Востока и создания основы для анализа размещения в нем полезных ископаемых в 1962 г. была составлена Карта докембрийской тектоники Сибири (1962). При составлении карты и объяснительной записки к ней (Докембрийская тектоника..., 1964) были выявлены некоторые закономерности, для проверки и уточнения которых потребовался анализ материалов в глобальном масштабе. Возник ряд важных теоретических вопросов, касающихся строения глубинных зон и ранних этапов развития осадочной оболочки, для решения которых необходимо было перейти к составлению глобальной карты тектоники докембрия. Эта работа была выполнена большим коллективом авторов под руководством академика Ю. А. Косыгина с участием сотрудников многочисленных институтов АН СССР, научно-исследовательских и производственных организаций Министерства геологии СССР, а также Геологического института АН Болгарии (Карта..., 1972 а, б; 1974). Работой руководила редколлегия в составе Ю. А. Косыгина (главный редактор), Ч. Б. Борукаева и Л. М. Парфенова (заместители главного редактора), А. К. Башарина, Н. А. Берзина, А. Л. Матвеевской и Б. М. Чикова.

Составление карты и объяснительной записки, в ходе которого был решен ряд важнейших методических вопросов, рассматривалось

лишь в качестве первого этапа общей работы. Вторым ее этапом явилась подготовка многотомной серии монографий «Докембрий континентов». К сожалению, некоторые перечисленные выше лица не приняли участия в этой работе. Еще более сузился круг авторов при написании настоящей монографии, завершающей серию. Объективные обстоятельства вызвали задержку подготовки томов, посвященных докембрию Восточной Европы и Азии, поэтому материалы по этим территориям приведены в интерпретации авторов настоящего тома.

Монография состоит из четырех частей. В первой представилось целесообразным рассмотреть общие вопросы расчленения и районирования докембрийских образований. В частности, в ней характеризуется методика районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс, разработанная и примененная при составлении «Карты тектоники докембрия континентов». Во второй части приведено краткое описание структуры докембрия континентов по хроностратиграфическим этажам. Поскольку фактический материал подробно изложен в других томах серии, авторы сосредоточили основное внимание на типизации формационных рядов, тектонических районов и структурных рисунков различных этажей. В третьей части обсуждаются некоторые важные проблемы тектоники докембрия, оживленно дискутирующиеся на страницах отечественной и мировой геологической печати. Заключительная — четвертая — часть посвящена вопросам эволюции структуры осадочной оболочки континентов в докембрии.

В тексте использованы фрагменты некоторых статей, написанных ранее авторами совместно с Ю. А. Косыгиным, Л. М. Парфеновым, А. Л. Матвеевской и Б. М. Чиковым, хотя вся ответственность за выводы ложится на авторов монографии. В процессе работы авторы получили замечания, консультации и полезные советы от К. В. Боголепова, М. А. Жаркова, Л. П. Зоненшайна, Б. М. Келлера, В. А. Кутолина, Г. П. Леонова, М. А. Семихатова, В. А. Соловьева, В. С. Старосельцева, В. Е. Хаина, В. В. Хоментовского и А. Л. Яншина. М. А. Семихатов любезно согласился ознакомиться с рукописным вариантом монографии, и его замечания учтены при подготовке книги к печати.

Картографические работы выполнялись М. Б. Лимоновой, Г. Я. Дяновой и М. А. Чиковой. Большая помощь оказана авторам Т. Н. Матвеевской, Р. И. Теслюк и О. П. Шлыковой при подготовке рукописи к печати.

Всем названным товарищам авторы искренне благодарны.

Участие авторов в составлении отдельных глав книги указано в оглавлении.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия интерес к геологии докембрия резко повысился. Вопросы геологии и геохронологии докембрийских толщ регулярно рассматриваются на заседаниях специальной секции Международного геологического конгресса, созываются международные симпозиумы и совещания. Систематически проводят работу докембрийские секции международной программы «Геологическая корреляция».

При решении главных проблем геологии докембрия исследователи стремятся к широким сопоставлениям, к охвату материала в глобальном масштабе. Такой сравнительный метод позволяет глубже проникнуть в суть проблем, найти закономерности планетарного характера, выявить локальные особенности строения данного объекта. В применении к докембрийским образованиям сравнительный метод оказывается весьма эффективным в связи с некоторой их спецификой: относительно малой в сравнении с фанерозоем площадью выходов и глубоким залеганием на больших территориях, древностью образований, повышенной степенью регионального метаморфизма, практически полным отсутствием «руководящих» органических остатков и т. п. Геологи многих стран принимают участие в создании коллективного труда «Докембрий» под редакцией К. Ранкама с целью характеристики и унификации материалов по геологии докембрия различных континентов. К настоящему времени подготовлено 4 тома этой серии (The Precambrian, 1963, 1965, 1967, 1970).

За рубежом геология докембрия довольно интенсивно развивается в странах Скандинавии, в Канаде и США. В последние годы наблюдается бурный скачок в изучении докембрия Австралии. Важные исследования проведены французскими и английскими геологами в Африке.

В Советском Союзе исследования докембрийских образований особенно усилились в послевоенные годы. В 1950 г. организована Лаборатория геологии докембрия АН СССР, позже реорганизованная в Институт геологии и геохронологии докембрия. В институте проводится огромная работа по комплексному изучению докембрия. Базовый материал для обобщений получен при геологической съемке щитов Русской и Сибирской платформ, проведенной территориальными геологическими управлениями, а также тематических работах, осуществляемых научно-исследовательскими организациями Министерства геологии СССР. В процессе нефтепоисковых работ получены важные данные по строению докембрийских толщ, входящих в состав платформенных чехлов.

В научно-исследовательских институтах АН СССР и Министерства геологии СССР вопросами геологии докембрия занимаются специальные подразделения и группы. Общие вопросы геологии докембрийских образований — предмет исследований группы геологов Всесоюзного научно-исследовательского геологического института под руководством Л. И. Салопа. геологических институтов Кольского и Карельского филиалов АН СССР. Большой вклад в познание докембрия внесли геологи Академий наук союзных республик, особенно Украины и Казахстана.

Обобщения по геологии докембрия СССР и зарубежных территорий проводят Научно-исследовательская лаборатория «Зарубежгеология» Министерства геологии СССР и Геологический факультет Московского университета, Тихоокеанского пояса — Дальневосточный научный центр АН СССР (А. М. Смирнов и др.), платформ гондванского ряда — геологи Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (С. Е. Колотухина и др.). Изучению докембрийских образований Арктики и в особенности Антарктиды посвящены исследования геологов СевМорГео (М. Г. Равич и др.).

В ряде организаций проводятся специализированные исследования с целью разработки проблем геологии докембрия. В Институте геохимии и аналитической химии АН СССР проведены важные геохронологические работы (А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов и др.), результаты которых нашли отражение в сводке А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича «Докембрийская геохронология материков» (1966, 1970). Комиссией АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1964 г. разработана геохронологическая шкала, в которой закреплено расчленение докембрия на возрастные интервалы. Методические основы радиогеохронометрии развиваются в Институте геологии и геохронологии докембрия АН СССР (Э. К. Герлинг, С. Б. Лобач-Жученко и др.).

Огромное значение имеют проводящиеся в Геологическом институте АН СССР исследования по стратиграфии верхнедокембрийских толщ (Б. М. Келлер, М. А. Семихатов и др.). В ходе этих работ детально изучаются органические остатки в верхнедокембрийских толщах и разрабатывается биостратиграфическая шкала позднего докембрия. Аналогичные исследования для вендского комплекса, непосредственно подстилающего кембрий, проводятся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Б. С. Соколов, В. В. Хоментовский и др.).

В качестве нового научного направления оформилась осадочная геология (литология) докембрия, задачами которого являются литологическое изучение осадочно-метаморфических толщ, восстановление фациальных и палеогеографических обстановок в докембрии, исследование древнейших этапов осадконакопления и т. д. Это направление определилось в Геологическом институте АН СССР (А. В. Сидоренко, О. И. Лунева и др.), а ныне успешно развивается и в других организациях (Всесоюзный институт минерального сырья, Дальневосточный институт минерального сырья, Лаборатория осадочных полезных ископаемых и др.). Для познания процессов метаморфизма докембрийских толщ большое значение имеют широкие исследования метаморфических фаций, проводимые в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (В. С. Соболев и др.).

Для выявления наиболее общих черт строения докембрия и закономерностей в докембрийской истории Земли особое значение приобретают тектонические исследования. Подчеркивая их роль, Н. С. Шатский, например, считал тектонический метод единственным способом решения стратиграфических вопросов верхнего докембрия. Поскольку «одним из важнейших и активных способов тектонического анализа» (Шатский, 1963, с. 524) является составление тектонических карт, методу мелкомасштабного картирования докембрийских образований уделяется большое внимание.

Первым опытом создания таких карт, по-видимому, явилась упомянутая ранее «Карта докембрийской тектоники Сибири» (1962).

На XXIII сессии Международного геологического конгресса была продемонстрирована составленная в 1964 г. во ВСЕГЕИ под редакцией Л. А. Варданяца «Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Русской платформы» в пределах СССР. На ней показано размещение главных возрастных комплексов докембрия под фа-

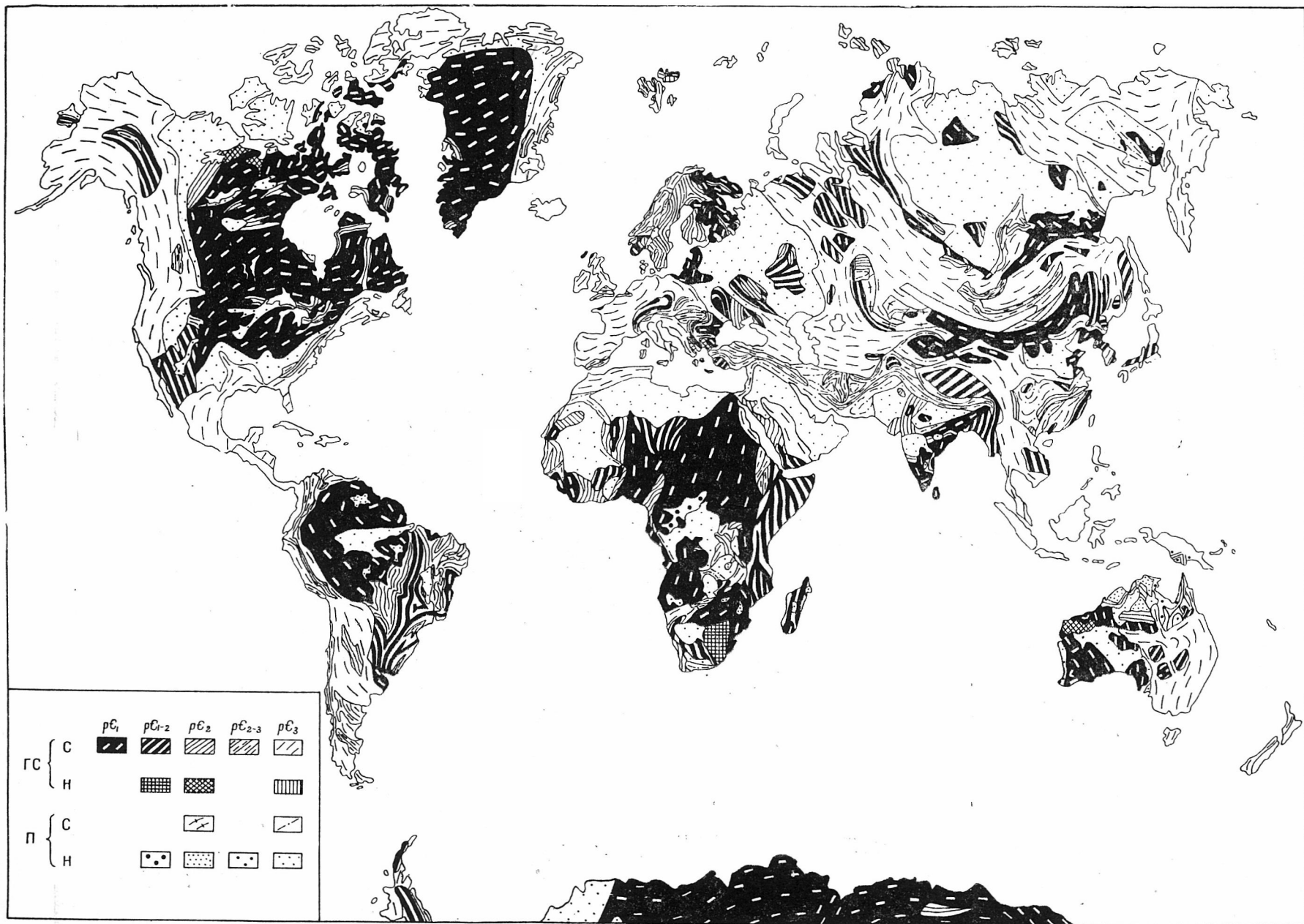


Рис. 1. Схема размещения докембрийских структурно-вещественных комплексов (по Карте тектоники..., 19726).

Структурно-вещественные комплексы: ГС — геосинклинальные, П — платформенные, С — складчатые, Н — нескладчатые. Возрастные подразделения: докембрий — pC_1 — нижний, pC_{1-2} — нижний и средний, pC_2 — средний, pC_{2-3} — средний и верхний, pC_3 — верхний. Области предполагаемого отсутствия или глубокой переработки докембрийских комплексов не заштрихованы.

нерозойским чехлом. В 1968 г. опубликована «Карта пород фундамента Соединенных Штатов» под редакцией Р. Бейли и У. Муелбергера (Bailey, Muehlberger, 1968). На ней выделены области распространения под фанерозойскими отложениями пород кристаллического фундамента и докембрийских чехлов. Показано размещение петрографических комплексов (интрузивных, метаморфических и неметаморфических — осадочных и вулканогенных), возрастная характеристика которых практически отсутствует. Обе карты составлены с использованием огромного материала буровых работ.

Первой в мировой практике картой, на которой была отражена структура докембрия в глобальном масштабе, явилась «Карта тектоники докембрия континентов» в м-бе 1: 15 000 000. На ней были выделены крупные геологические комплексы, получившие тектоническую интерпретацию и возрастную характеристику, и показано их размещение (рис. 1). На «Геологической карте докембрия континентов» (1974), составленной под редакцией А. В. Сидоренко, детализирована петрографическая характеристика комплексов в областях их выходов и отражена степень их регионального метаморфизма.

К числу названных карт относится «Тектоническая карта фундамента территории СССР» в м-бе 1: 5 000 000 под редакцией Д. В. Наливкина (1974). Расчленение докембрия при ее составлении выполнено в соответствии с методикой районирования по возрасту завершающей складчатости.

Наряду с районированием и картированием изучение тектоники докембрия осуществляется и в других формах. Группа сотрудников Института физики Земли АН СССР под руководством В. В. Эза исследует дислокации глубокометаморфизованных толщ. Тектонические исследования геологов Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (К. О. Кратц, К. А. Шуркин, А. Н. Неелов и др.) направлены на выявление связей развития структуры с процессами метаморфизма и магматизма.

Значительные работы по изучению тектоники фундамента древних платформ проведены в Геологическом институте АН СССР. К их числу относятся крупные обобщения в глобальном масштабе (М. В. Муратов, Е. В. Павловский, Н. А. Штрейс), исследования структуры древнейших образований и ранних этапов развития Земли (Е. В. Павловский, М. С. Марков, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский и др.), строения фундамента в свете геофизических данных (Р. А. Гафаров, П. Н. Кропоткин и др.), важных палеотектонических проблем (А. С. Новикова, И. П. Палей и др.).

Вопросы тектонического расчленения и районирования докембрийских толщ встают перед авторами мелкомасштабных карт отдельных континентов. Проводящаяся по программе Международного геологического конгресса работа по составлению «Тектонической карты Мира» была начата с подготовки карт на территории отдельных континентов. Эти карты представлены XXII и XXIV сессиям Конгресса. Они составлены на различной принципиальной основе, в разных легендах. Особенно серьезные расхождения наблюдаются в подходах к расчленению докембрийских образований. Огромная работа по унификации региональных материалов и разработке общих принципов составления Карты была начата А. А. Богдановым, а после его безвременной кончины продолжается руководством Подкомиссии по «Международной тектонической карте Мира» (А. В. Пейве, В. Е. Хаин и др.).

Из краткого обзора видно, насколько интенсивно развивается геология докембрия как в нашей стране, так и за рубежом. Накоплен материал, который нуждается в обобщениях. Одной из попыток такого рода явилось составление Карты тектоники докембрия континентов (1972) и объяснительной записки к ней.

Со времени выхода Карты в свет появилось много новых важных публикаций, которые необходимо было учесть при подготовке серии «Докембрий континентов». Среди них особого внимания заслуживают три монографии, вышедшие практически одновременно в 1973 и 1974 гг. К ним относятся работы Б. М. Келлера «Тектоническая история и формации верхнего докембрия» (1973), Л. И. Салопа «Общая стратиграфическая шкала докембрия (периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции)» (1973) и М. А. Семихатова «Стратиграфия и геохронология протерозоя» (1974).

Монография Б. М. Келлера — первый, по существу, в мировой литературе опыт последовательного применения идей формационного анализа к изучению верхнедокембрийских вулканогенно-осадочных толщ. Автор наметил перечень формаций, дал подробную характеристику и определил тектоническое значение каждой формации, рассмотрел строение формационных рядов. Формационный анализ проведен на основе сравнения докембрийских рядов с типовыми рядами фанерозоя. Одним из важных итогов работы является разработка автором представлений о фалаховой формации, чрезвычайно характерной для докембрийских толщ. Дав существенно новую интерпретацию хорошо известных разрезов, Б. М. Келлер пришел к важным выводам относительно особенностей байкальской эпохи. Показаны, в частности, моноцикличное развитие байкальских геосинклиналей, асинхронность заключительных движений эпохи в разных участках северного полушария. Монографию отличает принципиальная и методическая новизна подхода к проблеме, оригинальность решения вопросов.

Книга Л. И. Салопа представляет собой первую часть трехтомной серии. В ней рассматриваются вопросы геологии докембрия континентов северного полушария, а характеристика южных континентов будет дана в последующих. Монография задумана как своего рода энциклопедия по геологии докембрия. В ней приведены описания разрезов огромного количества (156) структурных областей, дано обоснование возраста подразделений на базе геологической интерпретации радиометрических данных и т. п. Наряду с вопросами стратиграфии, которым уделено главное внимание, рассмотрены вопросы формационной принадлежности выделенных подразделений, развития магматизма и метаморфизма, эволюции структур и тектонических процессов в докембрии. Л. И. Салоп поставил перед собой задачу пересмотреть геохронологическую шкалу докембрия. В частности, приведены соображения в пользу удревнения границы архея и протерозоя в стратотипе. Протерозой разделен на 5 частей: 4 «группы» и один «комплекс». В основу предлагаемого автором варианта шкалы положены представления о цикличности развития Земли в докембрии и отвечающий им комплексный метод расчленения толщ. Книга написана с позиций во многом дискуссионных, но она представляет собой превосходную сводку материала по строению докембрийских образований.

Работа М. А. Семихатова имеет стратиграфическую направленность. Подробно обсуждаются и оцениваются методы расчленения и корреляции, в частности палеонтологический, в развитие которого автором был внесен огромный вклад. Как и в монографии Л. И. Салопа, предлагается вариант геохронологической шкалы докембрия, однако существенно иной. Автор полагает необходимым сохранить двухчленное деление протерозоя, разработанное на Канадском шите. Эта точка зрения обосновывается историко-геологическим анализом типовых областей распространения докембрия на разных континентах. Историко-геологические исследования проводятся с применением метода формационного анализа с привлечением новых идей в учении о геосинклиналях. Монография представляет собой работу широкого обще-

геологического плана. Следует отметить, в частности, очень интересное решение вопроса о специфических докембрийских зонах преобразования фундамента древних платформ, для которых М. А. Семихатов предложил термин «зоны диасхизиса». В предлагаемом автором варианте шкалы отражены его представления о развитии осадочной оболочки в докембрии, во многом убедительно обоснованные.

Вопросам тектоники докембрийских образований уделяет большое внимание Междуведомственный тектонический комитет. В 1971 г. им было организовано совещание по теме «Тектоника фундамента древних платформ», труды которого опубликованы (Тектоника..., 1973). В журнале «Геотектоника» постоянно публикуются статьи, в которых анализируются важные тектонические проблемы, касающиеся строения докембрия и этапов докембрийской истории.

В 1973 г. при ОГГГ АН СССР был создан Научный совет по геологии докембрия. На его сессиях, проводящихся ежегодно, рассматриваются актуальные проблемы, подводятся итоги исследованиям, обсуждаются новейшие принципиально важные работы.

Таким образом, со времени подготовки Карты тектоники докембрия континентов к печати (1970 г.) советские геологи провели крупные исследования обобщающего характера. Естественно, материалы этих исследований необходимо было учесть и отразить в серии «Докембрий континентов», задуманной первоначально в качестве расширенного варианта объяснительной записки к Карте.

Это повлияло, в частности, на разработку плана настоящего, заключительного, тома серии. Представилось необходимым подробно осветить и несколько уточнить в сравнении с более ранними публикациями авторов принятые методические посылки расчленения и районирования докембрия. Одной из задач, поставленных перед авторами, явилась характеристика эволюции структуры континентов в докембрии, поэтому был принят план поэтажного описания структуры. При этом возникли вопросы площадного районирования в пределах этажей, выработки критериев сравнения структуры этажей разного возраста и т. п. Существенно уточнены представления о соотношениях формационных рядов и рядов структурных этажей, о связях типов осадков с типами дислокаций, что позволяет проводить сравнительный анализ более объективно. Обзор новейшей литературы помог определить круг актуальных проблем тектоники докембрия, обсуждающихся в третьей части монографии.

Авторы признают, что далеко не все вопросы тектоники докембрия освещены в равной мере. В частности, в монографии почти не нашли отражения проблемы соотношения тектонических процессов с процессами магматизма и метаморфизма, что связано отчасти со спецификой принятой методики анализа (сопровождающегося переводом метаморфизованных толщ в их эквиваленты, литологические аналоги), а отчасти со спецификой проблем. Некоторое оправдание этому авторы видят в неисчерпаемости как объекта, так и проблем, связанных с его изучением.

1. ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Исторически сложилось так, что принципы расчленения и районирования докембрия и фанерозоя существенно различны. Это объясняется отчасти специфическими чертами объектов и, в частности, наличием остатков высокоорганизованного органического мира в фанерозое и только следов примитивной жизни в докембрии. Широко распространенный метод районирования по возрасту завершающей складчатости в применении к докембрию встречает серьезные, подчас непреодолимые затруднения. В то же время с методологических позиций необходимо выработать общие подходы к изучению косной природы, а следовательно, и общие методы районирования осадочной оболочки в полном объеме.

В процессе составления Карты тектоники докембрия континентов (1972а) была предпринята попытка некоторого усовершенствования принципиальных основ тектонического районирования и разработки новой методики районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс. Хотя методика и развивает принципиальные положения, содержащиеся в той или иной степени в методиках, применявшихся ранее, но соотношения отдельных элементов этих методик в ней значительно изменены. Новая методика была изложена в докладе на VI сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Борукаев и др., 1968) и впоследствии неоднократно обсуждалась в научно-исследовательских институтах АН СССР и Министерства геологии СССР. В ходе обсуждения авторы получили полезные советы и замечания, позволившие уточнить некоторые моменты и обратить внимание на обоснование других.

В настоящей монографии представляется целесообразным подробно рассмотреть вопросы районирования с учетом полученных замечаний, тем более, что ряд исследователей считает предлагаемые нами принципы районирования «довольно дискуссионными» (Колотухина и др., 1974, с. 9). Надо надеяться, что изложение общих принципов и методики районирования поможет читателю в восприятии материалов не только данной монографии, но и всей заключаемой ею серии.

ОБЪЕКТ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект исследования. Докембрий — понятие хроностратиграфическое. Следовательно, он должен определяться как крупное геологическое тело, ограниченное некоторыми изохронными поверхностями. Однако однозначного и общепринятого толкования границ докембрия до сих пор нет.

Его нижняя геохронологическая граница соответствует времени становления Земли как планетного тектонически активного тела. Вещественное выражение этой границы неизвестно. Наибольшие значения возраста горных пород, полученные различными радиометрическими методами, составляют около 4 млрд. лет, но эти цифры определяют

лишь минимальный возраст осадочной оболочке. Для каменных метеоритов, возраст которых считается близким к возрасту Земли, изотопным Pb и изохронным Rb-Sr методами получены сходимые цифры, близкие к 4,5 млрд. лет. Наконец, исходя из современного изотопного состава свинца и предположения о радиогенном происхождении всего Pb²⁰⁷ в современном свинце, возраст Земли оценивается в 5,5 млрд. лет.

Верхняя граница докембрия в шкале Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР 1964 г. отвечает изохроне 570 млн. лет, но в других шкалах она принимает разные значения в интервале 550—600 млн. лет.

Близ границы докембрия и кембрия возникла скелетная фауна. Это событие названо В. В. Меннером и Н. А. Штрейсом (1971, с. 302) «великим рубежом в эволюции органического мира», с которым «по своей относительной резкости не могут быть сравнимы» все «остальные вышележащие биостратиграфические границы». Поскольку биостратиграфические методы в настоящее время являются наиболее точным способом синхронизации (хронологической корреляции) отложений, целесообразно уточнить границу докембрия и кембрия в биостратиграфическом аспекте. Однако в настоящее время среди палеонтологов и стратиграфов по этому вопросу существуют значительные разногласия.

Анализ последних обобщений (Вендомий..., 1974; Келлер, 1973а; Хоментовский, 1974) показывает, что граница докембрия и кембрия определяется разными исследователями по крайней мере по шести различным биостратиграфическим уровням. Еще 30—40 лет назад основанием кембрия считалась подошва трилобитовой зоны *Olenellus*. Однако трилобиты встречаются значительно ниже этого уровня. На Русской платформе выделяется зона *Holmia*, с которой В. В. Хоментовский сопоставляет зоны *Uktaspis* (*Prouktaspis*) и *Pagetiellus anabarus* Сибирской платформы. Одним из возможных вариантов он считает совмещение нижней границы кембрия с основанием последней зоны. Самые древние в Сибири трилобиты найдены в зоне *Profalotaspis* (*Retecoscinus legebarti*), в основании которой также возможно проведение границы. В. В. Хоментовский считает наиболее целесообразным нижнюю границу кембрия определять по основанию алданского яруса, отвечающему границе археоциатовых зон *Dokidocyathus regularis* и *Ajascyathus sunnaginicus*. Ю. А. Розанов включает последнюю из этих двух зон и соответствующий ей суннагинский горизонт в кембрий, считая, что именно их подошва знаменует собой момент появления скелетной фауны. В. Е. Савицкий (1971), выделяя ниже суннагинского немакит-далдынский горизонт, относит и его к кембрию. Если окажется верным условное сопоставление В. В. Хоментовским нижних границ немакит-далдынского горизонта и балтийской серии, то такое понимание границы докембрия и кембрия будет отвечать варианту, принятому Всесоюзным совещанием стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы 1951 г.

Причиной разногласий является, очевидно, недоговоренность исследователей. Как показывает опыт Комиссии по силурийско-девонской границе (Соколов, 1970), договоренность может быть достигнута в международном масштабе. Поэтому можно надеяться на скорое решение вопроса вновь созданной комиссией Международного геологического конгресса (Соколов, 1974).

Следствия разногласий, весьма ощутимые при региональных тектонических работах, несколько нивелируются при глобальных построениях, хотя и здесь встречается ряд трудностей. С вопросом о границе докембрия и кембрия тесно связана проблема соотношения байкальской и салаирской складчатостей, трактовка структуры нижних горизонтов чехлов Русской, Сибирской и других платформ, проблема соотношения структуры фанерозоя и докембрия и др.

В данной работе кембрий ограничивается снизу временем появления скелетной фауны, или изохроной 570 млн. лет. При этом такие подразделения, как эокембрий, венд, варягий, варангий, юдомий, вендомий, эдиакарий, терминальный рифей и т. п. включаются в состав докембрия. В качестве фанерозоя рассматриваются толщи, залегающие на докембрии. Не исключено, что из-за обилия и разнородности материала разделение докембрия и фанерозоя не всегда проведено корректно.

Длительность докембрийского этапа в свете сказанного составляет 3—5 млрд. лет, т. е. от 80 до 90% всей истории Земли.

Метод исследования. Выбор методики исследования определяется целями и детальностью работ. Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1961, с. 8) назвали составление тектонических карт, т. е. тектоническое районирование, «одним из главнейших и активных способов тектонического анализа». Задачи районирования тесно переплетаются с задачами классифицирования, поскольку тектоника, как и геология вообще, является наукой классификационной («описательной»). Ю. А. Косыгин (1970, с. 7) определяет эти связи так: «Районирование, так же как и классификация, является основным приемом анализа геологических объектов. В обоих случаях на основании использования делящих признаков расчленяют объект (территорию) на элементы (районы, структурные элементы); эквивалентные элементы объединяются в классы (типы структурных элементов), каждый из которых представляется однородным».

Тектоническое районирование представляет собой моделирование геологического пространства. В этом отношении тектоническую карту следует рассматривать как графическую модель пространства. Логической моделью является легенда такой карты, в которой отражены отношения выделенных тел.

Районирование всегда основано на конечной совокупности данных или, иными словами, проводится в неполнозаданном пространстве (Косыгин, Воронин, 1965). Карта же представляет собой графическую модель полнозаданного пространства. Переход от неполнозаданного пространства к полнозаданному включает задачи экстраполяции и интерполяции. Поэтому тектоническая карта обязательно должна содержать элемент прогноза. Именно этим в первую очередь определяется ее практическое значение.

ОБЗОР МЕТОДОВ РАЙОНИРОВАНИЯ

Анализ показывает (Борукаев, Парфенов, 1972), что наиболее разработаны и широко используются три методики тектонического районирования: 1) по возрасту завершающей (главной) складчатости; 2) по типам тектонического развития (или режимам) и 3) по структурно-вещественным признакам минеральных масс.

В любой конкретной тектонической карте могут быть выявлены элементы разных методик. Поэтому далее карты классифицируются по формулировке авторами целей исследования и соответствию результатов этим целям.

Рассмотрим кратко вопросы применения методик к районированию докембрия.

Районирование по возрасту завершающей (главной) складчатости. Методика наиболее известна и широко применяется. В детальной ее разработке огромная заслуга принадлежит А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому, а также их ученикам и последователям — А. А. Богданову, М. В. Муратову, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровскому, В. Е. Ханину, Н. П. Хераскову, Н. А. Штрейсу, А. Л. Яншину и др.

По этой методике поверхность континентов (Земли) разделяется на зоны, которые в результате той или иной складчатости утрачивают

свойства геосинклиналей и приобретают свойства плит (платформ). Метод имеет два варианта — структурный и формационный. В структурном варианте возраст определяется временем последних интенсивных складчатых деформаций, предшествующих этапу накопления платформенного чехла; в формационном — временем формирования молассовых (орогенных) толщ. Эпоха складчатости отвечает времени накопления главного геосинклинального и орогенного комплексов. В обоих вариантах зонам земной поверхности приписываются различные значения одной характеристики в хронологических индексах. Поэтому Т. Н. Спизарский (1973) назвал этот метод геохронологическим.

К структурному варианту метода тяготеет районирование по возрасту тектономагматических циклов. В этой разновидности районирования основой является постулат о периодической смене во времени этапов седиментации и этапов диастрофизма («анорогенных» и «орогенных» эпох). Пара этапов рассматривается в качестве цикла, но иногда последним термином обозначают лишь этап диастрофизма. Понятия «тектоноплутонический (тектоно-магматический) цикл» и «эпоха складчатости» очень близки, хотя исследователи, использующие их, обычно подчеркивают ту или иную сторону понятия в соответствии с этимологией применяемого термина. Так, например, в концепции цикличности предполагается примерная синхронность диастрофических проявлений в региональном и даже глобальном масштабе. В эволюционной трактовке такая синхронность отрицается.

В последнее время, особенно в связи с бурным развитием изучения геологического строения океанских пространств, изменяется само понятие о геосинклинали. Геосинклиналь рассматривается как участок преобразования коры океанического типа в кору континентальную. «Завершение становления последней приурочивается именно к эпохе главной складчатости, с которой обычно синхронны максимум регионального метаморфизма и гранитизации» (Хаин, 1974, с. 181). Таким образом, заложены основы районирования по возрасту континентальной коры. С некоторыми оговорками эту методику можно считать вариантом метода районирования по возрасту завершающей складчатости, ибо соответствующие карты, по свидетельству В. Е. Хаина (1974), могут быть сравнительно легко трансформированы друг в друга.

Использование методики районирования по возрасту завершающей складчатости в отношении докембрийских образований разрабатывается еще с прошлого века. Уже в разделение докембрия на архей и протерозой, принятое по предложению Э. Эммонса на IV сессии Международного геологического конгресса в 1888 г., заложено представление о «главном несогласии», вполне отвечающее представлениям об эпохе диастрофизма или эпохе завершающей складчатости.

На Тектонической схеме СССР А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (Шатский, 1963) наряду с «докембрийскими плитами» были выделены «районы, в которых фундаментом служат наиболее молодые свиты докембрийского комплекса (байкальская группа)». Области архейской, протерозойской, а также рифейской и байкальской складчатостей выделены на Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1956). На «Тектонической карте СССР» 1961 г. и Международной тектонической карте Европы 1964 г. протерозойская складчатость подразделена на карельскую, свекофенскую и готскую. Авторы «Тектонической карты Евразии» (1966), справедливо критикующие концепцию тектономагматических циклов, тем не менее выделили в докембрии четыре возрастные группы — саамиды, беломориды, карелиды и сатпуриды. Байкальская складчатость отнесена к рубежу докембрия и кембрия или к началу кембрия. Метод довольно последовательно воплощен и в ряде зарубежных карт. Примером является Тектоническая карта Канады (Tectonic map..., 1969), на которой выделены возрастные комплексы (архей, афений, хелкиний, хадриний), разделенные «орогениями» (кенорской, гудзонской, грэнвиллской).

Применение рассматриваемой методики к докембрию наталкивается на значительные трудности. Определение возраста главного несогласия затруднено эффектом повторной многофазной складчатости. Практически невозможно оказывается определить возраст складчатости по появлению орогенных формаций. Выделение этих формаций осложняется размытыми, метаморфизационной толщ и некоторой спецификой объекта. Практикующееся ныне выделение орогенных формаций докембрия основано на существенно иных критериях, чем в фанерозое, и часто субъективно. Вероятно, поэтому области распространения таких «орогенных» формаций не образуют характерных тектонических форм.

Иногда выделение разновозрастных складчатых областей в докембрии базируется на определении возраста гранитных серий. При этом предполагается синхронность гранитоидного магматизма со складчатостью. Однако для геосинклинальных областей характерен целый ряд поколений гранитоидов, предшествующих главной складчатости и послескладчатых, значительно оторванных от складчатости вмещающих толщ во времени. Часто граниты прорывают, метаморфизуют и дислоцируют отложения докембрийских платформенных комплексов.

Разновозрастные складчатые области в докембрии выделяются также на основании различий в простирациях метаморфических толщ и распределения на площади радиометрических датировок возраста. При этом практически не учитывается вещественный состав толщ и их формационный тип. Значительная часть радиометрических датировок (особенно K-Ar) «омоложена» и не может свидетельствовать об истинном возрасте складчатости. Выделяемые с учетом этих датировок «одновозрастные» складчатые области включают в себя обычно самые разновозрастные образования, претерпевшие «омоложение».

Применение рассматриваемой методики к докембрийским образованиям привело к крупным ошибкам. В последние годы выяснилась ошибочность выделения готской, сатпурской, гренвиллской, эльсонской и других эпох «завершающей» складчатости, разделения карельской и свекофеннской эпох и т. п. Стала очевидной необходимость поисков новых методов районирования.

Районирование по типам тектонического развития (режима).

Т. Н. Спичарский, наиболее подробно изложивший основы метода, различает в нем два варианта: 1) районирование по типу строения регионов (типу структуры) и 2) районирование по особенностям тектонических режимов (Спичарский, 1973, с. 94). Различие между вариантами, как показывает Т. Н. Спичарский, чисто терминологическое, ибо «генетическую основу тектонического районирования по типу строения регионов составляют тектонические режимы, под воздействием которых регионы формируются» (там же). Тектоническое районирование определяется как «выделение в земной коре регионов, характеризующихся определенной структурой» (там же).

При интерпретации структуры с позиций ее генезиса возникают огромные трудности, так как представления о режимах всегда являются логическими конструкциями и очень субъективны. Многообразие объектов, с которыми приходится иметь дело геологу, и стремление учесть максимальное число признаков при характеристике условий их образования затрудняют типизацию объектов и приводят к их крайней индивидуализации — каждый выделяемый тектонический район выступает в качестве специфического объекта. Однако если отвлечься от генетического аспекта метода, то открывается его важная принципиальная черта. В рамках метода проводится тщательный анализ последовательности залегания осадочных толщ, т. е. элемента структуры осадочной оболочки.

Опытов применения методики к районированию докембрийских толщ очень мало. На Тектонических картах СССР 1964 и 1966 гг., составленных под руководством Т. Н. Спичарского, в пределах многочисленных региональных подразделений выделены

структурные ярусы, включающие в себя докембрийские образования. В ряде районов (Альпийская и Тихоокеанская геосинклинальные области, Алтае-Саянская и Казахская складчатые области, Бурейнский срединный массив и т. д.) докембрий показан без подразделения как «структурный комплекс фундамента». На Сибирской платформе выделены складчатые системы и области фундамента: архейские — Алданская, Анабарская и Оленекская, а также верхнеархейско-нижнепротерозойская — Становая. Докембрийские толщи включены в первый и второй ярусы покрова платформы. Так же квалифицируется докембрийский покров Русской платформы, фундамент которой подразделен на фундамент Беломорид, Беломорскую систему, геосинклинальный и орогенный комплексы Карельской системы.

В применении к докембрийским образованиям данная методика, видимо, не дает чего-либо принципиально нового по сравнению с методикой районирования по возрасту завершающей складчатости. Тенденция индивидуализации объектов чувствуется, например, в отнесении к разным классам в общем тождественных кристаллических толщ Алданского и Анабарского щитов.

Районирование по структурно-вещественным признакам минеральных масс. Методика находится в стадии разработки. Ее основы изложены Ю. А. Косыгиным (1969, 1974) и др. (Борукаев и др., 1969; Карта тектоники ..., 1972а,б, 1974; и др.). В основе районирования лежит выделение крупных геологических тел, которые характеризуются фиксированными в классификации значениями степени дислоцированности и вещественного состава. Таким образом, каждое геологическое тело рассматривается как элемент структурно-вещественной ассоциации, в виде которой представляется литосфера.

Элементы рассматриваемой методики заложены в новейших тектонических картах, на которых выделены структурные этажи (Тектоническая карта... 1956, 1961; и др.) или формационные комплексы. (Тектоническая карта..., 1966; и др.). В выделении тел пластообразной формы ясно чувствуется тенденция к наиболее полному отражению слоисто-чешуйчатой структуры литосферы.

В рамках метода сравнительно просто достигается задача идентификации геологических тел по структурным и вещественным признакам. Например, складчатые железорудные толщи на карте повсеместно будут показаны одним знаком, независимо от того, в какое время они претерпели складчатость, в каких условиях выходят на поверхность и какие наложенные процессы испытали. Ясно, что это важно для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых. В рамках метода не возникает проблемы определения границ тектонических районов, так как структура полностью определяется размещением геологических тел, выделяемых на карте. Легче, чем в рассмотренных ранее методиках, решается и проблема основания складчатых комплексов.

Следует отметить и относительно большую информативную емкость карт, составленных данным методом, по сравнению с рассмотренными. Возрастная индексация геологических тел позволяет отразить не только возраст главной складчатости, но и время начала формирования ассоциаций. Унифицируется показ складчатых и нескладчатых комплексов. Решается задача типизации геосинклинальных прогибов по характеру выполняющих их толщ, подобной предложенной М. В. Муратовым (1963), и по характеру складчатости (Штилле, 1964).

Рассматриваемая методика в наименьшей мере связана с историко-геологическими представлениями и гипотезами исследователя, и поэтому дает надежную основу для структурного и историко-геологического анализа.

При составлении Карты тектоники докембрия континентов (1972) была использована и развита именно эта методика. Представляется, что она в наибольшей степени отвечает задачам изучения докембрийских образований. Однако прежде чем рассматривать опыт применения методики к докембрию, осуществленный при составлении названной карты, необходимо вкратце охарактеризовать принципиальные основы метода.

**ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ ОСНОВА МЕТОДИКИ РАЙОНИРОВАНИЯ
ПО СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫМ ПРИЗНАКАМ
МИНЕРАЛЬНЫХ МАСС**

Общие принципы районирования. Структурно-вещественная ассоциация. Общие принципы тектонического районирования, очевидно, должны соответствовать общим принципам геологического районирования. Рассмотрим их кратко, используя разработки Ю. А. Косыгина, Ю. А. Воронина и других в области формализации фундаментальных геологических понятий (Косыгин и др., 1964; Косыгин, Воронин, 1965; Косыгин и др., 1966—1967; и др.).

Районирование представляет собой элементаризацию геологического пространства, т. е. разбиение его на простые тела. Понятие элементаризации можно распространить на любую часть геологического пространства. Например, в настоящей работе рассматриваются вопросы элементаризации докембрийского этажа, выделенного из геологического пространства по правилам, указанным ранее (с. 20). Элементаризация должна проводиться только по заранее определенному списку характеристик.

Понятия простого и сложного тела весьма относительны. Простым телом называется геологическое тело, внутри которого по заданной совокупности свойств нельзя провести никаких геологических границ. Внутри сложного тела по этой же совокупности свойств можно провести хотя бы одну геологическую границу. Однако для каждого сложного тела могут быть указаны некоторые характеристики, по которым его можно выделить в качестве простого. Любое простое тело может быть представлено как сложное, если для него указать некоторую дополнительную совокупность свойств или иную точность измерения значений свойств той совокупности, по которой тело выделено в целом, позволяющие провести внутри него хотя бы одну геологическую границу.

Отсюда следует, что при элементаризации пространства или его части необходимо строго фиксировать список свойств, по которому проводится разбиение, и точность их измерения. Ю. А. Косыгин (1969, 1974) рассматривает это положение как *принцип специализации*. Очень близка к нему также формулировка *принципа однородности описания* (Косыгин, 1974). В соответствии с этими принципами выделяемые при районировании геологические тела должны иметь одну и ту же геологическую природу и быть описаны однородно, т. е. для них должны быть указаны одни и те же свойства с равной точностью и степенью детальности.

Названные принципы тесно связаны с требованиями, предъявляемыми формальной логикой к классификациям. Классификации-перечисления должны быть основаны на фиксированной небольшой совокупности непосредственно измеряемых свойств, чтобы число классов не превышало разумной величины. Классы не должны быть пустыми, не должны пересекаться и должны в сумме давать исходное множество объектов. Поскольку тектоническое районирование должно обеспечить полное разбиение пространства на объекты некоторых классов, соблюдение изложенных требований обязательно.

Если названные принципы определяют логические объемы элементов, то метрические их объемы определяются *принципом соразмерности*. Характеризуя его, Ю. А. Косыгин (1974) отмечает, что выделяемые при районировании элементы должны иметь размеры в определенном диапазоне. Мелкие тела, выходящие за пределы диапазона, должны рассматриваться в качестве включений. Соблюдение принципа обеспечивает унификацию результатов районирования для сравнительного анализа.

Чрезвычайно важным представляется *принцип целесообразности*, определяющий общую методологическую установку исследования. В формулировке Ю. А. Косыгина (1974) принцип заключается в требовании выбора делящего списка свойств, который обеспечил бы районирование, наиболее отвечающее задачам исследования. Из этого следует, что принцип определяет природу границ элементов, выделяемых при районировании.

Еще Э. Ор (1935) провел общее разделение геологических задач, которое в трактовке Ю. А. Косыгина и В. А. Соловьева (1969) привело к выделению статических, динамических и ретроспективных систем. Районирование всегда проводится в статическом пространстве. Выбор делящего списка свойств зависит от целевой направленности исследования. Поскольку геология часто определяется как наука историческая, в качестве делящего списка обычно используются хронологические категории. Так, при геологическом картировании как варианте районирования выделяются хроностратиграфические подразделения, ограниченные изохронными поверхностями. Тектоническое районирование по возрасту завершающей складчатости основано на определении момента завершения эпохи геосинклинального развития. Однако хронологические категории являются параметрами, выводимыми из структуры осадочной оболочки. Поэтому методически более верным представляется использовать при районировании непосредственно измеряемые свойства геологических объектов.

Общая теория деятельности рассматривает любую научную работу как выработку методических указаний для практической деятельности. При выборе делящего списка свойств при районировании следует исходить из практических целей науки. В геологии такой целью являются обеспечение общества минеральным сырьем (поиски месторождений полезных ископаемых) и поиски новых путей использования горных пород в роли минерального сырья. Именно по этой причине Н. С. Шатский формулировал главную проблему геологии как *закономерности размещения* полезных ископаемых. Эти закономерности определяются в первую очередь размещением вещества осадочной оболочки. Например, позиция нефтяного месторождения определяется сочетанием пласта-коллектора и пласта-покрышки. На размещение вещества косвенное влияние оказывает также степень дислоцированности пластов. Применительно к нефтяным месторождениям она проявляется в их преимущественной приуроченности к сводам пологих поднятий. Отсюда следует, что делящий список свойств при районировании надо искать среди структурно-вещественных характеристик геологических тел.

Ю.А. Косыгин (1964) ввел понятие о *структурно-вещественной ассоциации*. В качестве таковой рассматривается ассоциация простых геологических тел, охарактеризованная геологической структурой и составом образующих ее элементов. Это понятие вполне отвечает задачам районирования, которое в этом случае сводится к представлению осадочной оболочки (или ее части) в виде структурно-вещественной ассоциации. Исходя из особенностей тектонического районирования, вещественная характеристика каждого элемента ассоциации должна быть дополнена указанием степени его дислоцированности.

Соотношение площадного и объемного районирования. Ю. А. Косыгин и его сотрудники сформулировали в общих чертах понятие об объемном тектоническом районировании. В его основу положен следующий принцип: «Строение верхней части земной коры можно представить в виде совокупности крупных геологических тел, различающихся по составу слагающих их осадочных и магматических формаций, возрасту, характеру и степени метаморфизма» (Геологическое строение..., 1965, с. 5). Объемное районирование противопоставлялось, очевидно, «площадному». Предполагалось, что объемное районирование позволит отразить строение земной коры на глубину, установить соотношения между геологическими телами, выделяемыми по физическим свойствам («гранитный» и «базальтовый» слои). Поскольку докембрий представляет собой нижний этаж осадочной оболочки, вопрос о соотношении объемного и площадного районирования приобретает особое значение. Поэтому кратко рассмотрим результаты анализа этого вопроса с методологических позиций (Борукаев, 1975).

Задача площадного районирования состоит в разделении поверхности Земли на некоторые площади (сферические многоугольники), отличные от смежных с ними по одной или нескольким характеристикам. Эти площади (районы) рассматриваются в качестве структурных элементов. Границы районов, совмещаемые обычно с крупными глубинными

разломами или контурами распространения верхнего структурного этажа, определяются жестко. При индексации района учитывается общая, суммарная, характеристика минеральных масс, тектонического режима и т. п. Признаки сходства смежных зон фактически игнорируются, но подчеркиваются черты их различия. Это ведет к индивидуализации районов и в значительной мере препятствует их типизации.

Развитие тектонических исследований привело геологов к необходимости выделения в качестве структурных элементов крупных трехмерных геологических тел. На тектонических картах СССР, начиная с 1953 г., стали выделять структурные этажи. Их выделение, базирующееся на разных принципах, обычно не являлось основой построения карт, а служило вспомогательным приемом, позволяющим придать им большую информативность. Однако наряду с такими картами составлялись и тектонические карты другого типа. По способу построения они близки к геологическим. На них показывалось размещение крупных (укрупненных) геологических пластообразных и линзообразных тел; границы районов, складчатые формы и т. п. на таких картах не указывались. Границы отвечали выходам на дневную поверхность поверхностей, ограничивающих тела, рассматриваемые, следовательно, в качестве структурных элементов.

Различие между площадным и объемным районированием нельзя сводить к «районированию объема», поскольку данная задача решается в обоих случаях, хотя и разными способами. В обоих случаях выделяются трехмерные структурные элементы. При площадном районировании предполагается, что структурный элемент (район) сохраняет свои характеристики на неопределенную глубину, а при объемном каждому элементу приписывается конечный размер по вертикали. Это приводит к существенно различной трактовке структурных решеток. При площадном районировании они двумерны (системы точек на площади), при объемном — трехмерны (системы точек в пространстве).

Элементы площадного и объемного районирования в той или иной мере присущи каждой из существующих методик. Поэтому следует, вероятно, говорить о *принципах* площадного и объемного районирования. В принципе объемного районирования воплощается главная тенденция в развитии тектонического районирования за последние десятилетия: стремление к выделению в качестве структурных элементов крупных пластообразных и линзообразных тел с целью отражения наиболее примечательной черты осадочной оболочки — ее слоистой структуры.

При площадном районировании такие тела выделяются для повышения информативности карт и уточнения разделения поверхности Земли на районы. Структурная решетка имеет плоский вид и может транслироваться на любой гипсометрический уровень. Тектоническая классификация осуществляется на множестве районов.

При объемном районировании пластообразные тела рассматриваются в качестве структурных (вещественных, структурно-вещественных) элементов. Разделение поверхности на районы — не цель. Структурная решетка имеет объемный вид, будучи жестко закреплена в системе координат, и не может транслироваться. Тектоническая классификация осуществляется на множестве тел (элементов).

Представляется, что принципу объемного районирования в наибольшей степени отвечает методика районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс.

Тектоническое районирование в глобальном и региональных масштабах. По-видимому, сохранение единых принципов необходимо при районировании в любом масштабе. Смена принципов при переходе из одного масштаба в другой затрудняет сопоставимость и сравнительный анализ карт. Поскольку районирование определяет в конечном счете структуру осадочной оболочки, для этой характеристики важны не абсолютные, а относительные размеры структурных элементов, структурной решетки и т. п. (Косыгин и др., 1966—1967). В математике

такое положение формулируется как требование инвариантности структуры относительно преобразования подобия.

В геологической литературе нередко встречаются высказывания о невозможности применить тот или иной принцип для районирования в некотором масштабе или о преимуществах избранного принципа для карт конкретного масштаба (например, Казаков, 1972). Такие высказывания связаны с тем, что термином «принцип» геологи обозначают методики районирования, и в этом отношении вполне справедливы.

Применение той или иной методики районирования в значительной мере зависит от масштаба исследования, от величины районизируемой территории, а также от особенностей ее геологического строения.

Отмечалось, что районирование по возрасту завершающей складчатости наиболее пригодно для карт мелкого масштаба, охватывающих обширные территории (Тектоника Евразии, 1966; и др.). Карты, составленные этим методом для небольших площадей, особенно расположенных в зонах развития образований одной эпохи складчатости, теряют выразительность и информативность. Попытки подразделения эпох на этапы, фазы складчатости не приносят успеха ввиду возрастного скольжения поверхностей несогласий. В содержательном аспекте такая процедура вообще некорректна. Поскольку делирующим свойством в рамках методики является возраст *главного* несогласия, такое несогласие в пределах некоторого района может быть только единственным. При районировании в глобальном масштабе «возникает трудность корреляции событий на разных континентах, сведения эпох складчатости в относительно небольшое число» (Хаин, 1974, с. 180). Последнее в особенности относится к докембрию.

Большой гибкостью обладает методика районирования по типам тектонического развития, так как специфический тип развития в принципе может быть приписан любому, сколь угодно дробному литостратиграфическому подразделению. Следовательно, в качестве специфических могут трактоваться и сочетания таких подразделений, которые в итоге индексируются типом тектонического режима. Поэтому выделение тектонических районов в рамках методики не встречает трудностей в любом масштабе и на территориях любых размеров. Однако субъективность в трактовке типов развития приводит к несопоставимости карт разных масштабов.

Методика районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс позволяет учитывать непосредственно наблюдаемые и измеряемые свойства геологических тел. Открывается возможность использования формальных классификаций признаков (Жадин, Парфенов, 1973), а следовательно, и формального определения соответствия точности исследования масштабу карт. Очень важно, что методика в наибольшей мере обеспечивает соблюдение принципов специализации и однородности описания. На практике это осуществляется путем использования классификаций той или иной степени детальности в зависимости от масштаба карты, от степени изученности объектов. Детализация классификаций повышается с увеличением масштаба и степени изученности. При районировании в глобальном масштабе, с учетом разнородности имеющихся материалов, применяются наиболее общие (грубые) классификации. Использование единого делирующего списка свойств позволяет непосредственно переводить крупномасштабные карты в мелкий масштаб методом группирования классов.

Сравнительная характеристика геологических и тектонических карт.

Подробный анализ этого вопроса в 1948 г. выполнен Н. П. Херасковым (1967). Тектоническими он назвал карты, «на которых морфология дана в сочетании с историей» (1967, с. 36). Геологическую карту Н. П. Херасков рассматривает как «один из видов тектонических карт, так как она дает ответы, пусть не совершенные, на оба вопроса, которые пытаются разрешать тектонические карты» (там же). Этот абсо-

лютно справедливый вывод указывает на необходимость составления геологических и тектонических карт на единой принципиальной и методической основе.

В то же время Н. П. Херасков показал ряд недостатков геологических карт в изображении структуры и истории развития осадочной оболочки, которые, по его мнению, преодолеваются при составлении тектонических карт. К ним относятся следующие: 1) «возрастные деления геологической карты следуют универсальной и в значительной степени условной шкале времени. Для многих районов деления этой шкалы не соответствуют естественным этапам развития» (с. 36); 2) «на геологической карте отложения разделены только по возрасту» (с. 37); 3) «изображение на геологической карте лишь тех образований, которые выходят на поверхность... Здесь мы сталкиваемся с коренным недостатком всякого плоскостного изображения трехмерного тела» (с. 37).

Путь преодоления двух первых недостатков Н. П. Херасков видит в развитии учения о формациях. Однако эти недостатки присущи не всем геологическим картам: они свойственны лишь тем, которые базируются на концепции «единой стратиграфической шкалы» и принципах французской школы стратиграфии. Такие карты были условно названы хроностратиграфическими (Ворухаев, 1973). Геологические карты другого типа показывают размещение геологических тел, выделенных по вещественным признакам. Заметим, что карты областей распространения докембрийских образований, как правило, составляются в единицах литостратиграфического расчленения толщ. Такие «литостратиграфические» карты могут быть непосредственно переведены в тектонические.

Сходство геологических и тектонических карт, отмеченное Н. П. Херасковым, требует и определения их существенного различия, которое будет служить основанием для отнесения их к разным классам. К сожалению, в современной тектонической литературе нет удовлетворительной формулировки целей тектонического районирования. Обычно авторы карт определяют их неясными фразами типа «показ (отражение) истории развития» той или иной области и т. п. Иногда указывается, что на тектонических картах должны изображаться тела, образованные в результате тектонических движений, но эти движения познаются нами только через геологические тела и их отношения и являются логическими конструктами. Только в работах Ю. А. Косыгина (1969) и В. Е. Хаина (1964) определена цель районирования — выделение крупных геологических тел (или тектонических форм).

Действительно, в отличие от геологических карт на тектонических изображаются *крупные* геологические тела, которые состоят из более мелких (пачек, горизонтов, свит, серий), отражаемых на геологических картах. Следовательно, главная задача тектонического районирования — *группирование* мелких тел, объединяемых по некоторому свойству в более крупные. При этом выбор определяющего свойства представляет собой содержательную, неформальную, сторону тектонических исследований и в рамках разных методик, как мы видели, осуществляется по-разному.

При районировании по возрасту завершающей складчатости таким свойством является возраст главной складчатости, по типу развития — тектонический режим или сочетание этажей. В методике районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс такое свойство закладывается в классификацию геологических тел, основанную на непосредственно наблюдаемых признаках.

Некоторые тектонические карты, в которых недостатки геологических карт, отмеченные Н. П. Херасковым, отсутствуют, в свою очередь, имеют весьма существенные недочеты. Карты, составленные по методу выделения завершающей эпохи складчатости, акцентируют внимание на одной, сравнительно непродолжительной, эпохе развития области и в этом смысле не отражают всей ее истории. Структура территории на них также выражена недостаточно. Дополнение методики процедурой выделения этажей меняет методологическую основу карт. Примерно те же недостатки имеют карты, составленные методом районирования по типам развития, исходящим из современного тектонического режима области. При районировании по структурно-веществен-

ным признакам этих недостатков удается избежать, так как основой районирования всегда служит расчленение толщ на литостратиграфические единицы.

Представляется, что сближение принципиальной основы геологических и тектонических карт должно идти по двум направлениям. С одной стороны, геологические карты необходимо насыщать структурно-вещественной информацией, а возрастные категории считать производными от нее; с другой — тектонические карты должны отражать структуру осадочной оболочки в виде сочетания трехмерных пласто- и линзообразных тел, охарактеризованных в символах структурно-вещественной классификации. По-видимому, именно методика районирования по структурно-вещественным признакам поможет сблизить принципы построения геологических и тектонических карт.

Соотношения статического, историко-геологического и генетического аспектов районирования. Мнения тектонистов по поводу соотношений указанных аспектов существенно различны. Чтобы показать это, достаточно привести лишь некоторые выдержки из их работ.

«Тектонические подразделения как реально существующие объекты должны изучаться в их развитии, которое ведет к качественному и количественному изменению их содержания и, таким образом, к превращению одного подразделения в другое. Поэтому наиболее обоснованной является классификация, базирующаяся на генетических признаках» (Спижарский, 1973, с. 65).

«Принципы, которые должны быть положены в основу составления общих тектонических карт, это, в сущности, принципы тектонического районирования вообще, в конечном счете — это проблема построения легенды. В настоящее время вряд ли возможен какой-либо другой подход в этом вопросе, кроме историко-геологического, т. е. кроме поисков путей и способов, какими легче и лучше всего можно выяснить и изобразить картографически историю развития главнейших структур земной коры и закономерностей их распределения на земной поверхности» (Шатский, 1963, с. 462).

«Историко-генетические характеристики платформенных и геосинклинальных областей... хотя и расширяют представления об этих структурных элементах, но являются производными от их структурно-вещественных характеристик и могут строиться только на их основе» (Косыгин, 1972, с. 7).

Очевидно, решение вопроса связано с различной трактовкой исследователями целевой установки и назначения тектонических карт. В общем плане эта проблема рассмотрена ранее. Следует, однако, подробнее остановиться на вопросе о целесообразности и основаниях выбора аспектов.

В обоснование генетического подхода к районированию и классификациям приводятся самые различные доводы. При этом сам генезис трактуется неоднозначно — как процесс развития или как начальная его стадия. В содержательном аспекте генетический подход должен быть обусловлен наличием причинно-следственных связей между геологическими явлениями. На практике, однако, «генетические» классификации в тектонике, как правило, основаны на кинематических или динамических характеристиках некоторых процессов.

Генетический подход широко развит в смежных с геологией естественных науках, особенно в биологии. Но если в биологии имеется возможность воспроизведения процесса в эксперименте и, следовательно, проверки генетических концепций, то в геологии такой возможности нет. Конвергенция тектонических форм (т. е. возникновение морфологически тождественных форм в результате различных процессов), являющаяся крупным эмпирическим обобщением, препятствует однозначному решению генетических вопросов даже при постановке тектонических экспериментов. Именно эти объективные обстоятельства определяют тот факт, что «наши знания генезиса... обычно имеют очень общий характер и часто гипотетичны» (Херасков, 1967, с. 16), и под генезисом понимается «неопределенное нечто общее в происхождении» (там же).

Нередко «генетические» классификации имеют смысл, далеко не отвечающий семантике термина. Вот, например, как обосновывает «генетический» подход к классификациям тектонических форм В. Н. Соболевская (1973, с. 43): «Создать единую, объемлющую все признаки классификацию не представляется возможным... При определении ти-

пов тектонических и структурных форм, независимо от интересующего исследователя специального признака, в основу должна быть положена ведущая генетическая классификация. Все остальные классификации могут служить лишь дополнением к ней». Очевидно, что здесь идет речь о выборе делящего списка свойств среди множества характеристик тектонических форм, о способе свертки информации и передаче свернутой информации на «генетическом» языке. Такой язык весьма удобен из-за своей краткости и образности, но непреодолимые трудности его использования связаны с неоднозначностью декодировки данных (Воронин, Еганов, 1972).

Из-за методологических пороков генетического подхода в противовес ему оформились парагенетическое (Шатский, 1963, 1965; Херасков, 1967; Драгунов, 1965; и др.) и агенетическое (Воронин, Еганов, 1972; и др.) направления. Представители этих направлений, признавая правомочность генетических исследований и их роль в объяснении явлений окружающего мира, в то же время отрицают единственность решения генетических задач, необходимость представления материалов исследований на языке генетических концепций и возможность обоснования результатов исследования генетическими построениями.

Весьма часто в литературе встречаются высказывания о необходимости районирования на основе историко-геологического подхода (метода, принципа). Считается общепринятым, что геология является наукой исторической и главный ее метод — исторический. Однако и в этом случае неопределенным остается понятие «историко-геологический метод».

«Под тектоническим, или историко-геологическим, методом следует понимать... изучение истории становления геотектонических элементов, выясняя которую сравнительным методом можно прийти к тем или иным заключениям об этапах развития земной коры в целом» (Шатский, 1963, с. 591).

«Важнейшей основой разработки общих проблем развития Земли всегда останется восстановление его фактического исторического хода, поскольку в этой области ни одна теоретическая концепция не может подняться выше уровня рабочей гипотезы без опоры на твердые данные конкретного исторического анализа» (Шанцер, 1970, с. 8, 9).

«В данном (историческом — Ч. Б.) плане каждый элемент земной коры — это определенный исторический документ, требующий по возможности более полной историко-геологической интерпретации, т. е. расшифровки процесса (или процессов), в результате действия которого данный элемент возник, и места (пространства), времени и обстановки его возникновения» (Леонов, 1970, с. 5).

«Метод районирования, основанный на историко-геологических данных, являясь синтетическим, позволяет показать на тектонических картах не только современное соотношение геологических тел, выделяемых по структурно-вещественным признакам, но и отразить путем их возрастной корреляции этапы развития исследуемого сегмента земной коры» (Боголепов, Чиков, 1972, с. 23—24).

Из приведенных цитат видно, что одни исследователи вообще не дают определения историко-геологического метода, считая его очевидным, другие — сводят его к возрастной корреляции, третьи — включают в историко-геологический метод генетические аспекты. Поэтому следует согласиться с Ю. А. Косыгиным и В. А. Соловьевым (1969, 1974), которые объединяют генетические и историко-геологические подходы в единый ретроспективный, главным методом которого они считают *ретросказание*. Ретроспективное (историческое, диахронное) направление исследований в тектонике определяется *принципом историзма*. Этому направлению противопоставляется самостоятельное статическое (синхронное), а принципу историзма — *принцип структурализма*. Примерно в таком же смысле Г. П. Леонов (1970, с. 5) говорит о двух планах познания в геологии — структурном и историческом.

Методологический анализ соотношения аспектов показывает, что фундаментальные данные геологи черпают в ходе исследования статических систем — вещества и структуры Земли. Большинство практических задач геологии (если не все эти задачи) можно решать без привлечения ретросказаний. Ретроспективный подход связан с переводом статических категорий на язык ретросказаний. При этом имеющаяся информация свертывается, но новой информации не возникает. Ретро-

спективные категории (геологическое время, возраст, этапы развития и т. п.) выводятся из статических (геологическое пространство, геологическая граница, геологическое тело, структура, структурная и вещественная ассоциации). Главная их цель — *интерпретация* статических категорий. В этом смысле ретроспективный подход связан в большей степени с гипотезами, чем с принципами.

На Всесоюзном тектоническом совещании (Москва, 1963 г.) В. Е. Ханн высказал мысль о правомерности существования тектонических карт двух типов. На картах первого типа отражаются концепции, взгляды, принципы отдельных исследователей или коллективов; на картах второго типа — по возможности объективно фактический материал. Очевидно, именно к таким картам относится сформулированный В. Е. Ханном позже (1974, с. 180) «обязательный принцип объективности тектонических карт». Если к картам первого типа не может быть предъявлено претензий по поводу их гипотетичности, то карты второго типа должны быть лишены элементов гипотез и служить фундаментальной базой для любых дальнейших построений.

Сказанное приводит к выводу, что при тектоническом районировании и составлении тектонических карт надо избегать гипотетических построений, связанных с историей развития и генезисом геологических тел. Ведущей линией исследования при районировании должно быть изучение статических категорий и представление их на карте. Только таким путем можно соблюсти принцип объективности тектонических карт. Очевидно, что в наибольшей мере этим требованиям отвечает методика районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ МАСС

Основа тектонического районирования по структурно-вещественным признакам — тектоническое расчленение минеральных масс на трехмерные пласто- и линзообразные тела. Выбор методики расчленения определяется в конечном итоге целью исследования и во многом зависит от подхода к принципиальным вопросам, рассмотренным ранее.

В высказывании Н. С. Шатского (с. 31) подчеркнута прямая зависимость построения легенды тектонических карт от принципов районирования. Поскольку легенда является построением классификационным, вопросы расчленения и классификации взаимосвязаны.

Эта связь очень сложна. При работе в поле геолог учитывает множество различных признаков с целью более дробного расчленения разрезов. При оформлении и представлении результатов признаки оцениваются, «взвешиваются», определяется их существенность, т. е. соответствие цели исследования. Среди множества признаков выбираются существенные. При этом дробное расчленение «сокращается». Цель классификации — формальное упорядочение признаков. Поэтому на стадии оформления результатов классификационные построения доминируют.

При построении Карты тектоники докембрия континентов (1972) был разработан вариант классификации, отвечающий общим принципам районирования, для объемного районирования докембрийского этажа в глобальном масштабе с учетом современной геологической изученности объекта. Поэтому при рассмотрении структурно-вещественной классификации мы будем обращаться в основном к этому варианту, лишь намечая методические приемы, которые могут быть использованы при изменении целей и условий районирования.

Характеристики, положенные в основу классификации. Структурно-вещественные комплексы. Непосредственно измеряемые характеристики минеральных масс — это вещественный состав и структура. Именно эти характеристики следует класть в основу тектонических класси-

каций, как и любых других геологических классификаций, что должно обеспечить соблюдение принципа объективности районирования.

В отношении учета вещественных характеристик при тектоническом районировании существуют различные точки зрения. Одна из них, широко пропагандируемая за рубежом, отрицает необходимость такого учета. Она очень точно сформулирована М. Лемуаном (1966, с. 35), который считает, что для тектонического районирования «главным является тектоника, т. е. деформации пород», а поэтому «настоящая тектоническая карта должна прежде всего отражать возраст и форму тектонических деформаций. В отличие от такого морфологического (геометрического, «структурного») направления тектонических исследований советская тектоническая школа развивает структурно-вещественный подход, ведущим составным элементом которого является формационный анализ. Не вдаваясь в подробное рассмотрение этого подхода, достаточно полно охарактеризованного в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Косыгина, Б. М. Келлера, В. Е. Хаина, В. И. Драгунова и др., отметим только, что именно этот подход представляется наиболее перспективным и в наибольшей степени отвечающим как практическим, так и гносеологическим целям геологии вообще и тектоники в частности.

Вещественные и структурные характеристики в зависимости от целей, масштаба, точности исследований, а также количества и качества материалов могут учитываться с разной точностью, чем определяются системы признаков данной классификации. При разработке *системы признаков* необходимо соблюдать принцип целесообразности, чтобы точность учета характеристик отвечала целям исследования.

Некоторых пояснений требует термин «структурные характеристики». Он использован в традиционном для тектоники смысле и обозначает дислоцированность пластов, толщ. Такое применение термина в свете современного понимания структуры (Косыгин и др., 1966—1967) не вполне корректно. Однако и применявшиеся нами ранее в указанном смысле термины «геометрические», «морфологические» гораздо шире понятия дислоцированности. Термин «структурный» в геологии укоренился настолько прочно (например, структурные карты), что его использование (с учетом данной оговорки) признано все же более предпочтительным.

Структурно-вещественная классификация простых (в рамках данной методики) геологических тел дает основу для представления сложных тел в виде *структурно-вещественной ассоциации*, т. е. для объективного отражения структуры осадочной оболочки. Каждый элемент ассоциации получает определенную характеристику с точки зрения его состава и степени дислоцированности.

Структурно-вещественная ассоциация может быть представлена и без учета степени дислоцированности пластов. Так, в частности, поступает Ю. А. Косыгин (1964), рассматривающий в качестве структурно-вещественной ассоциации геологическую формацию. В этом случае термин «структура» используется в точном смысле — как взаимное расположение пластов.

Для Карты тектоники докембрия континентов была разработана система, в которой основной единицей расчленения является *структурно-вещественный комплекс* как вид структурно-вещественной ассоциации. Структурно-вещественный комплекс — это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик. Объем комплексов соответствует II—III порядкам геологических тел, по Ю. А. Косыгину и др. (1964), и примерно отвечает крупным единицам литостратиграфических (региональных) схем (архей, нижний протерозой, синий и т. п.). Комплексы обычно ограничены поверхностями региональных несогласий. Значения вещественных и структурных характеристик определены принятой классификацией. Комплекс выделяется путем группирования относи-

тельно мелких геологических тел (пласты, пачки, свиты и т. п.), обладающих эквивалентными значениями в этой классификации.

При классификации комплексов принята двумерная классификация, основанная на использовании в качестве независимых и равноправных структурных и вещественных характеристик. Под структурными характеристиками понимается дислоцированность пластов, под вещественными — состав пород, особенности разреза (способ чередования пластов, количественные соотношения компонентов) и отчасти (в качестве диагностических признаков) геометрические особенности тела в целом (форма, размеры, сплошность и т. п.).

Системы признаков. По степени дислоцированности пластов на Карте тектоники докембрия континентов выделены *складчатые* и *нескладчатые* комплексы. Для первых характерна складчатость полного и промежуточного типов по классификации В. В. Белоусова (1962). К нескладчатым отнесены комплексы, пласты которых залегают горизонтально, моноклинально с весьма малыми углами наклона или смяты по типу прерывистой складчатости В. В. Белоусова. Такая классификация комплексов примерно соответствует разделению минеральных масс осадочной оболочки на *фундаменты* и *чехлы*. Возраст дислокаций в классификации не учитывается, поскольку карта отражает современную структуру докембрийских толщ. Поэтому к складчатым комплексам отнесены как архей Канадского щита, так и синий Южно-Китайской платформы, хотя последний дислоцирован, возможно, лишь в мезозое.

Такая классификация отвечает только задачам районирования в глобальном масштабе. Для изучения докембрийских образований на меньших площадях ее необходимо расширить. Поскольку докембрийские толщи, как правило, дислоцированы очень сложно, что трактуется как результат неоднократных и многофазных деформаций, особое значение приобретают специальные методы структурного анализа (Парфенов, 1973а), которые дают основу для разработки детальных геометрических классификаций. Такие классификации особенно важны для исторического анализа деформаций. Другим перспективным направлением анализа дислокаций представляется парагенетический анализ тектонических форм (Лукьянов, Щерба, 1972; и др.). Типы структурных рисунков, выявленные при анализе, могут быть использованы в качестве признаков в структурной классификации.

По вещественным характеристикам комплексы подразделяются на *платформенные* и *геосинклинальные*. Это разделение требует пояснений.

Н. С. Шатский, основоположник учения о формациях, разработал основы парагенетического подхода к расчленению минеральных масс. Однако классификация формаций, данная им, была не парагенетической, а тектонической. Различались платформенные и геосинклинальные формации. Позже Н. С. Шатский выделил ряд «переходных» формаций, послуживший основой для выделения Н. П. Херасковым типа «орогенных» формаций. Сам Н. С. Шатский (1965, с. 10, 11) отметил методологические пороки тектонической классификации формаций, указав на ее тавтологичность. В. И. Драгунов (1968) показал, что не все формации могут быть «руководящими», т. е. определять собой тип структурного элемента, с которым они связаны. В. В. Белоусов (1962, с. 185) вообще отрицает руководящую роль отдельных формаций, полагая, что «за некоторыми... исключениями формации платформ имеют сходство с геосинклинальными». В силу этих причин Н. С. Шатский полагал, что в дальнейшем классификация формаций должна строиться на парагенетических принципах с учетом рядов формаций.

Однако тектоническая классификация вполне приемлема, когда исследования проводятся на уровне *рядов формаций*. Ряд с определенным сочетанием формаций, с наличием «типоморфной» формации (фор-

мации-индикатора) в достаточной степени отражает тектоническую природу слагаемого им геологического тела. Структурно-вещественный комплекс и представляет собой такой ряд формаций. Поэтому в основу классификации комплексов по вещественному составу положен тектонический принцип.

Конечно, тектонический вариант классификации не является единственным или даже наилучшим. Он в известной степени связан с ретроспективными категориями и историко-геологическими интерпретациями. Правда, Ю. А. Косыгин (1969, с. 346) пишет, что «геосинклинали и платформы, определявшиеся вначале в основном как геометрически охарактеризованные тектонические формы, выступают теперь как геологические тела, охарактеризованные своим вещественным составом и обладающие определенной структурой». Однако надо признать, что характеристика вещественного состава и в таком случае дается в аспекте исторических концепций и для ретроспективных построений. Для практических или некоторых специализированных целей мелкие подразделения могут быть сгруппированы иными способами, без привлечения понятий «геосинклиналь» и «платформа», которые оказываются необходимыми для исторического анализа.

В то же время не представляется перспективным путь поиска некоей единой, бесцелевой классификации по вещественному составу, предлагаемый В. В. Жадным и Л. М. Парфеновым (1973). Применение такой весьма громоздкой классификации, возможно, целесообразно при сборе и хранении геологической информации, она может дать эффект при литолого-петрографических исследованиях, но никак не отвечает целям тектонического районирования.

Следует особо подчеркнуть еще один аспект рассматриваемой классификации. Обычно предполагается, что между структурными и вещественными характеристиками имеется полное взаимное согласие (например, «Геологическое строение...», 1965). Платформенные формации залегают практически горизонтально, геосинклинальные — достаточно интенсивно дислоцированы. Таким образом, структурные признаки вводятся в определение формации и учитываются при ее выделении. Этот прием противоречит основным принципам выделения формаций, сформулированным Н. С. Шатским, Б. М. Келлером и Н. П. Херасковым. В определение формации они включали лишь состав пород и способ их сочетания. Способ сочетания пород может быть выражен типом слоистости и количественными соотношениями компонентов. При выделении конкретных формаций названные исследователи иногда учитывали мощность толщ, которая часто коррелятивно связана с типом слоистости, способом чередования пластов. Однако ни в одном определении не фигурировали структурные признаки, характеризующие дислоцированность толщ, геометрию их пластов (Драгунов и др., 1974).

По мере накопления материала все более выясняется, что представления о взаимном согласии структурных и вещественных характеристик нуждаются в серьезных коррективах. Как справедливо заметил Ж. Гогель (1966, с. 34), «между особенностями строения разрезов и характером... деформаций... существует лишь отдаленная связь с многочисленными исключениями». Особенно яркие примеры этого дают докембрийские толщи. На Тектонической карте Евразии верхний докембрий Южно-Китайской платформы отнесен к типу платформенных чехлов. Платформенный характер этого комплекса формаций не вызывает сомнений. В то же время на всей площади платформы пласты верхнего докембрия интенсивно дислоцированы.

С другой стороны, достаточно широко представлены нескладчатые комплексы, которые по вещественному составу тождественны типичным геосинклинальным. Любопытно, что в качестве одного из типичных примеров геосинклинали автор термина Д. Дэна назвал «грабен Кон-

нектикута с континентальными нескладчатыми отложениями» (по Хаину, Шейнманну, 1960, с. 5). Среди докембрийских комплексов следует отметить в первую очередь надгруппу Маунт-Брус Западной Австралии и нижние части чехла Трансваальского массива.

При обсуждении Карты тектоники докембрия континентов возникал вопрос о неправомерности применения термина «геосинклинальный» к нескладчатым комплексам. Вопрос этот чисто терминологический, он не затрагивает смысловой стороны понятия. Разумеется, можно называть геосинклинальными только складчатые комплексы, а платформенными только нескладчатые, независимо от их формационной принадлежности. Но этот вариант терминологии будет противоречить принципам выделения формационных единиц, сформулированным Н. С. Шатским и другими и изложенным выше. Используя указанные термины, мы следуем именно этим принципам и, в известной мере, традициям «парагенетической школы».

Замечания по рассматриваемому вопросу высказал К. В. Боголепов (1974, с. 106), который считает, что «один вещественный признак, учитывая общность седиментации и сквозное распространение однотипных формаций, часто недостаточен для разделения даже таких крупнейших тектонических таксонов, как континенты и океаны». Здесь речь идет только о «нетипоморфных» формациях, различная точность учета характеристик не допускается. Однако более важным представляется другой, принципиальный момент. В наших построениях предполагается, что разделение осадочной оболочки по вещественному составу — это обязательный этап любого геологического исследования, независимо от его аспекта и точности. К. В. Боголепов сводит «вещественный признак» к диагностическому. При этом он отмечает, что признак в ряде классификаций является неделимым. Признавая справедливость последнего заключения, необходимо отметить, что такое несоответствие несколько не умаляет роли вещественных характеристик, а свидетельствует только о несовершенстве некоторых классификаций или несоответствии их целям тектонического районирования.

Особенность классификации заключается также в том, что она не может быть непосредственно применена к метаморфизованным толщам. При отнесении метаморфического комплекса к тому или иному ее классу метаморфизм надо «снимать».

В последние годы в геологии докембрия возникло новое направление — осадочная геология докембрия (Сидоренко, 1963, 1965). Главным методом ее исследования А. В. Сидоренко (1973, с. 4) называет «перевод метаморфических пород в свои неметаморфизованные эквиваленты», или аналоги. При этом огромное значение имеет изучение реликтов осадочных пород текстур и структур. Восстановление аналогов успешно осуществляется для пород низких ступеней метаморфизма, но определенные достижения имеются и в отношении глубокометаморфизованных образований (Кулиш, 1972; и др.). Аналоги после их восстановления могут быть отнесены к тому или иному классу вещественной классификации. Именно такой прием использовали авторы настоящей работы с учетом результатов, полученных специалистами в области осадочной геологии докембрия.

Интрузивные образования частично включаются во вмещающие их осадочно-вулканогенные или метаморфические комплексы (например, силлы, мигматиты). Однако в связи с особой ролью крупных интрузивных массивов (батолиты и т. п.) их следует выделять и классифицировать отдельно. Такая классификация может в некоторой степени соответствовать тектонической (например, включать в себя классы синскладчатых «геосинклинальных» гранитов или дифференцированных «платформенных» интрузий), но должна быть более детальной.

Определение классификационной принадлежности комплексов. Способы формального количественного учета признаков в настоящее время разработаны недостаточно. Это относится в особенности к классификации по вещественным характеристикам. Поэтому мы ограничиваемся качественным разделением классов, отдавая себе, однако, отчет в формальном несовершенстве такой процедуры.

Определение принадлежности комплекса к типам складчатых и нескладчатых с учетом принятого соответствия классификации В. В. Белоусова затруднений обычно не вызывает. В качестве диагностических признаков используются величина углов наклона слоев, формы складок и т. п.

Гораздо сложнее определить тип комплекса в вещественной классификации. Основой отнесения комплекса к типу геосинклинальных или платформенных является наличие в его составе формации-индикатора (типоморфной формации). Так, офиолитовая формация свидетельствует о геосинклинальной природе комплекса, а формация каолиновых глин — о платформенной. Формации-индикаторы выделяются в результате эмпирического обобщения материалов по типовой серии тектонических районов. Наряду с ними в состав комплексов часто входят нетипоморфные формации. Примерами последних могут служить ледниковая моласса (спарагмитовая формация) и фалаховая формация Б. М. Келлера (1973 в). Другой важный классификационный признак — тип строения вертикального (стратиграфического) формационного ряда, т. е. взаимное расположение формаций, хотя перечень типовых рядов почти не разработан. К диагностическим признакам относятся мощности комплексов, особенности их структуры и текстуры и т. п.

Приведем краткую характеристику признаков, учтенных при построении легенды Карты тектоники докембрия континентов.

К типу платформенных отнесены комплексы, для которых типичны формации кварцевых песчаников, глин, плитняковых известняков, доломитов и др. Песчаный материал хорошо отсортирован, широко распространены глауконитовые породы, слабо — конгломераты, почти всегда базальные. Другими диагностическими признаками являются малые мощности при небольших градиентах их изменения, наличие большого количества региональных перерывов, выдержанность состава на площади, преобладание мелководных отложений, широкое распространение континентальных толщ. Из магматических образований с платформенными комплексами тесно связаны трапповая формация, щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа, кимберлиты.

Все неплатформенные комплексы рассматриваются как геосинклинальные. Для них типичны аспидные, молассовые (за исключением спарагмитовой), яшмовая, джеспилитовая формации, формация рифовых известняков и др. Диагностические признаки: большие мощности при значительных градиентах их изменения вкrest простирания прогибов и малых — вдоль него, отсутствие региональных перерывов, резкая фациальная изменчивость вкrest простирания прогибов, преобладание морских осадков, часто глубоководных. С геосинклинальными комплексами тесно связаны спилито-кератофировая и офиолитовая формации, гранитные батолиты и вулканогенные молассы (вулкано-плутонические ассоциации).

Из характеристики типа геосинклинальных комплексов ясно, что в него включены и орогенные толщи, которые в последнее время многие исследователи выделяют в ранге «третьего формационного типа». Этот вопрос подробнее разбирается ниже. Сейчас укажем только, что большинство таких толщ рассматривается нами в качестве позднегеосинклинальных, а вопрос о их «самостоятельности», т. е. о выделении в качестве комплекса или его части в каждом конкретном случае решается отдельно в зависимости от наличия или отсутствия в подошве орогенной толщи регионального углового несогласия и от положения ее в формационном ряду.

Формальное разделение структурных и вещественных характеристик, отдельные классификации по каждой из них и использование их в качестве равноправных приводит к двумерной (матричной) структурно-

вещественной классификации. Эта полная классификация-перечисление содержит четыре класса комплексов — геосинклинальные складчатые, геосинклинальные нескладчатые, платформенные складчатые и платформенные нескладчатые.

Геосинклинальные складчатые комплексы соответствуют примерно складчатым комплексам А. А. Богданова (1963), складчатым зонам А. Д. Архангельского (1947), орогенам Л. Кобера (Kober, 1928), складчатым сооружениям Е. В. Милановского (1929), областям завершенной складчатости Ю. М. Шейнманна (1959) и т. п. Примеры комплексов — акитканская серия Восточной Сибири, енисейская свита Алтае-Саянской области, серия Белт Северо-Американских Кордильер, серия Минас Бразилии, система Дамара Юго-Западной Африки, система Аделаида Австралии, надгруппа Росс Антарктиды.

Геосинклинальные нескладчатые комплексы в современной терминологии аналогов не имеют. Выделены при составлении Карты тектоники докембрия континентов (Борукаев и др., 1969) и подробно охарактеризованы в специальной работе (Борукаев, 1974 а). Примеры комплексов — надгруппа Маунт-Брус Западной Австралии, карагасско-оселковский комплекс Восточной Сибири, надгруппа Гурон провинции Сьюпириор Канадского щита, системы Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль Южной Африки.

Платформенные складчатые комплексы отвечают примерно платформенным антиклинориям и синклинориям китайских геологов (Основы..., 1962), внутриплатформенным зонам складок Б. А. Иванова (1954). Примеры комплексов — синий Южно-Китайской платформы, инфракембрий Ирана, формации Гангу и Лики-Бембе Республики Заир.

Платформенные нескладчатые комплексы соответствуют платформенным чехлам Н. С. Шатского и А. А. Богданова (Шатский, 1963), докембрийским плитам Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1961) и т. п. Примеры комплексов — вендский комплекс Русской платформы, рифей Сибирской платформы, формация Рорайма Гвианского щита, группа Ропер Северной Австралии, инфракембрий синеклизы Таудени Африки.

Для более детальной характеристики вещественного состава комплексов классы разделены на подклассы. При этом учтен средний («валовой») состав толщ.

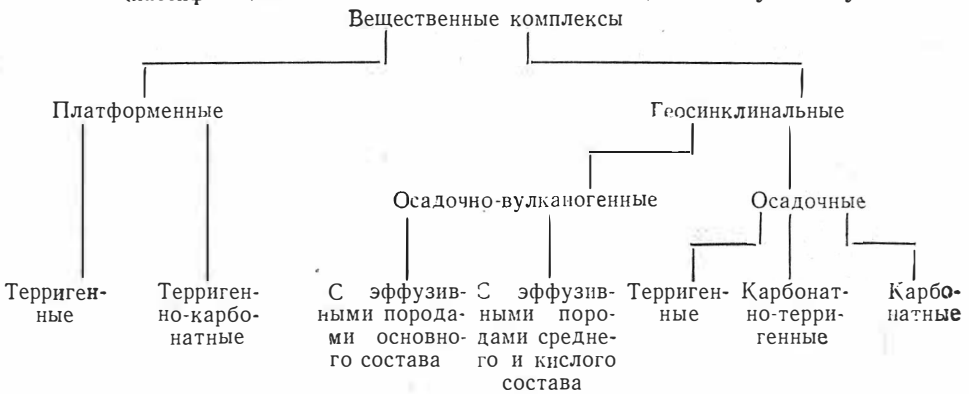
Среди платформенных комплексов различаются *терригенные* и *карбонатно-терригенные*. В последних существенную роль играют известняки и доломиты. Платформенных комплексов, полностью сложенных карбонатными породами, в докембрии не отмечено.

Геосинклинальные комплексы разделены на две большие группы — *осадочные* и *осадочно-вулканогенные*, что в какой-то степени соответствует классификации Г. Штилле с выделением мио- и эвгеосинклиналей. Среди осадочно-вулканогенных комплексов выделяются комплексы с эффузивными породами основного, а также среднего и кислого состава. Осадочные геосинклинальные комплексы разделены на *терригенные*, *карбонатно-терригенные* и *карбонатные*.

Соподчинение единиц классификации по вещественным характеристикам показано в табл. 1.

Интрузивные комплексы на Карте тектоники докембрия континентов разделены исключительно по среднему вещественному составу. Принята упрощенная классификация с выделением *гранитоидов* и *габброидов* (включая гипербазиты). Работа по составлению карты показала, что более дробные классификации при районировании докембрия в пределах всех континентов пока не применимы. В частности, очень мало данных для выявления докембрийских гипербазитовых поясов. Весьма затруднительным оказалось разделение гранитоидов на

Классификация геологических комплексов по вещественному составу



«синтектонические» и «посттектонические», что в структурном плане соответствовало бы понятиям «полосчатые» («гнейсированные» и т. п.) и «массивные». Более того, в областях распространения нижнедокембрийских комплексов тела гранитоидов не всегда удавалось отделить от вмещающих гнейсовых толщ. При районировании в региональном масштабе желательно применять более дробные классификации интрузивных образований, чем это сделано на карте.

Следует подробнее остановиться на вопросе, который при составлении Карты тектоники докембрия континентов решен условно. Речь идет о классификационной принадлежности древнейших образований Земли, равномерно метаморфизованных в условиях гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций. Их первичный состав (литологические эквиваленты) восстанавливается наименее достоверно. Вопреки господствовавшим прежде представлениям о повсеместном развитии архейских геосинклинальных формаций (пангеосинклинали), некоторые исследователи в последние годы высказывают мнение об «особом» формационном типе этих отложений. Подвергаются ревизии представления об интенсивной их дислоцированности. Предполагается, что структурный план определяется исключительно куполовидными и чашеобразными формами. Поэтому к определению класса этих образований необходимо подходить с большой осторожностью.

Представления об исключительно куполовидной и чашеобразной формах дислокаций нижнего докембрия, о весьма пологом залегании пластов на больших пространствах сводов куполов и в днищах чаш в свете данных последних исследований должны быть пересмотрены. В районах, где дислокации гнейсовых толщ нижнего докембрия изучались детально, с применением методики структурного анализа, установлены большая сложность структурного плана и неоднократность деформаций.

Исследования показали, что куполовидные и чашеобразные формы развиты локально, являются вторичными, наложенными на более сложный первичный структурный план. Последний определяется линейными формами, представляющими собой системы сжатых прямых, наклонных и опрокинутых складок, осложненных более мелкими формами. Возникновение куполовидных и чашеобразных форм связывают с гранитизацией и реоморфизмом ранее сформированных и интенсивно дислоцированных метаморфических толщ. Обычно формы, в плане подобные куполам, возникают в результате многократного наложения друг на друга линейных складчатых форм различных простираций. При этом характерны торцовые сочленения складок, дугообразные изгибы и т. п. В качестве примеров назовем область развития гнейсов Льюис Шотландии, Западную Гренландию, провинцию Грейт-Слейв Канадского

щита. В последние годы аналогичная картина установлена В. В. Эзом (1968, 1970) на Балтийском, В. Л. Дуком (1967) и Р. Ф. Черкасовым (1973а, б) на Алданском щитах. Эти данные указывают на необходимость отнесения комплексов к типу складчатых.

По вещественным признакам рассматриваемые комплексы, сохраняющие общие черты на территории всех континентов, на Карте тектоники докембрия континентов были условно отнесены к типу геосинклинальных. После ее составления появилась работа Е. А. Кулиша (1972), посвященная вопросам литологии глубокометаморфизованных образований Алданского щита. На основании изучения закономерностей, диапазона и направленности изменений составов толщ, а также сравнительного анализа их химического состава с главными типами пород литосферы Е. А. Кулиш пришел к выводу о геосинклинальной природе комплекса. Имеющиеся материалы по геологии глубокометаморфизованных комплексов позволяют некоторым исследователям (Глуховский, Ставцев, 1973; и др.) говорить о наличии на ранних этапах развития Земли платформенных блоков, но разделить глубокометаморфизованные комплексы на платформенные и геосинклинальные в глобальном масштабе не представляется возможным.

На основе изложенных данных все глубокометаморфизованные древнейшие комплексы на Карте тектоники докембрия континентов отнесены условно к классу геосинклинальных складчатых, к которому, несомненно, принадлежит их большая часть. Последующие работы позволяют, видимо, провести расчленение этих толщ более детально.

ВОЗРАСТНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Расчленение докембрийских толщ на элементы по структурным и вещественным характеристикам создает основу для тектонического районирования докембрия. Однако оно не исчерпывает проблемы, поскольку одной из важнейших задач районирования является отражение взаимоотношений комплексов. Эта задача решается путем возрастной индексации.

Возрастная индексация структурно-вещественных комплексов придает карте «третье измерение». Цель такой индексации — отразить взаимное расположение комплексов: их стратиграфические и латеральные ряды, т. е. в конечном счете *структуру* рассматриваемой части осадочной оболочки.

Под структурой сложного геологического тела (геологического пространства или его части) понимается взаимное расположение его структурных элементов. На Карте тектоники докембрия континентов в качестве таких элементов выступают структурно-вещественные комплексы, рассматриваемые как геометрические тела только с точки зрения их формы и размеров. Взаимное расположение комплексов в общих чертах определяется следующими видами отношений — «выше», «ниже», «на одном уровне». В геохронологическом аспекте указанные отношения могут быть истолкованы как «моложе», «древнее», «одного возраста». «Возраст» геологического тела рассматривается нами как код отношений данного тела с другими геологическими телами. Поэтому задача возрастной индексации комплексов на карте приобрела самостоятельное значение, так как на различных тектонических картах эта задача решается существенно по-разному.

На Карте докембрийской тектоники Сибири (1962) толща докембрия была расчленена изохронными поверхностями на архей (нижний и верхний) и протерозой (нижний и верхний), разделенные изохроной 1,7 млрд. лет, что соответствовало имевшимся в то время данным определения радиометрического возраста докембрийских пород.

В процессе дальнейших исследований оказалось, что изображенные на карте границы, принимавшиеся как изохронные, оказались скользящими, причем, например, нижние горизонты чехла Сибирской платформы в ее центральных районах относятся к венду с возрастом около 680 млн. лет, а в северных и восточных — к нижнему рифею (около 1750 млн. лет). Таким образом, возрастное скольжение границ чехла вполне соизмеримо с длительностью его формирования.

На «Тектонической карте Австралии» (Tectonic map..., 1960) также фигурируют архей, нижний и верхний протерозой. Однако за этими геохронологическими терминами скрыто чисто структурное содержание. Так, к «архею» отнесены породы кристаллического цоколя, «нижнему протерозою» — породы складчатого слабометаморфизованного фундамента, «верхнему протерозою» — породы неметаморфизованного чехла. При этом датировки границ комплексов колеблются в пределах, соизмеримых с длительностью формирования самих комплексов. Такой способ датировки хорошо отражает вертикальные ряды комплексов в конкретных участках, но явно недостаточно — латеральные ряды и на больших территориях.

Выделение архея и протерозоя по аналогии с канадским эталоном — наиболее распространенный в прошлом метод хроностратиграфического расчленения докембрия. К архею относились глубокометаморфизованные преимущественно магматические, а также зеленокаменные вулканогенно-осадочные интенсивно дислоцированные образования цоколя платформ, к протерозою — преимущественно осадочные, менее метаморфизованные и дислоцированные образования, отделенные от архея отчетливым несогласием.

Эти принципы были положены в основу выделения архея и протерозоя на Канадском щите (У. Логан, Р. Ирвинг, Э. Эммонс и др.). По сути своей они структурные, а не хронологические. Тем не менее такой способ лег в основу расчленения и последующей хронологической корреляции докембрийских толщ на всех континентах. С помощью радиометрических методов выяснилось, что выделенные таким путем «архей» и «протерозой» в разных районах планеты имеют различный возраст.

Другие методы хронологического расчленения докембрия в какой-то мере учитывают данные радиометрических определений. После определения радиометрического возраста основных подразделений Канадского щита термины «архей» и «протерозой» приобрели и геохронологический смысл. Некоторые исследователи предлагают выделять эти подразделения в разных районах земного шара, опираясь на хронологические рубежи канадского эталона.

Для тектонических целей такой способ мало эффективен. По мере накопления радиометрических данных становится все более ясно, что крупные структурные перестройки в различных районах Земли происходили в разное время, а хронологические границы, определенные на Канадском щите, часто проходят внутри единых геологических комплексов. Так, граница архея и протерозоя пересекает почти пополам единый по структурным и вещественным характеристикам комплекс Криворожской геосинклинали, время образования которого определяется интервалом 3500—2000 млн. лет.

Многие исследователи выделяют хронологические подразделения в докембрии, основываясь на датировках тектоно-магматических циклов (эпох), разделенных проявлениями диастрофизма¹ (орогенеза). При этом предполагается планетарная повсеместность и одновременность проявлений диастрофизма, которые выделяются при статистической обработке результатов радиометрических определений. Интервалы, соответствующие времени проявления диастрофизма, достигают 200—400 млн. лет из-за большого разброса возрастных датировок и соизмеримы с продолжительностью тектоно-магматических циклов.

Одним из недостатков этого метода является то, что статистический анализ радиометрических данных часто проводится без соответствующего геологического контроля. Возраст определяется по разно-

родным геологическим объектам, поэтому используемые цифры отражают самые различные геологические события (проявления метаморфизма, магматизма, возраст осадконакопления, поднятия отдельных участков земной поверхности, различного рода наложенные процессы). На таком принципе, в частности, основана новая схема расчленения докембрия Канадского щита, разработанная К. Х. Стоквеллом и примененная при составлении Тектонической карты Канады (Tectonic map..., 1969). Выделение основных подразделений геохронологической шкалы основано на определении возраста орогений, который устанавливается на основании статистического анализа К-Аг датировок преимущественно мусковитов. Подразделение шкалы трактуется как «период времени между завершением одной и завершением следующей» орогении.

Наиболее существенным недостатком метода «тектоно-магматических циклов» является дань отжившим «катастрофистским» представлениям. Границы «циклов» (эпох складчатости) принимаются строго синхронными в пределах одновозрастных областей. Районирование сводится к прослеживанию на площади некоторых изохронных уровней, ограничивающих складчатые комплексы, т. е. к «хронологической» корреляции. Однако уже составление Тектонической карты СССР и сопредельных стран (1956) показало, что нельзя признавать полную одновременность больших эпох складчатости: материалы изучения каледонских, герцинских, мезозойских складчатостей свидетельствуют о том, что в разных частях планеты они проявляются по-разному и не в одно и то же время. При работе над Тектонической картой Евразии (1966) выяснилось, что зона складчатости одного возраста может простираться, постепенно удревняясь или омолаживаясь, сменяться зоной складчатости другого. Вследствие этого теряет определенность само понятие «возраст складчатости», ибо возраст должен определяться интервалом между изохронными уровнями. Степень выдержанности «хронологических» уровней — складчатостей — оказалась зависимой от величины исследуемой площади. Нельзя указать ни одного «тектонического» уровня, прослеживающегося повсеместно в пределах одновозрастных складчатых зон.

Смысл этого становится ясным, если обратиться к формализованным геологическим понятиям. Границы структурно-вещественных комплексов по своей природе структурно-формационные, а возрастных подразделений — хронологические. Более того эти границы имеют разный смысл. Границы структурно-вещественных комплексов должны рассматриваться как *резкоотные*, а возрастных подразделений — как *произвольные границы первого рода*. При переходе через первые резко изменяются значения свойств геологических тел. На вторых «геологический возраст» определяется величинами, которые отвечают значениям его на границах произвольно выбранных и утвержденных международной конвенцией стратотипов (в цифрах или других единицах). Смешивать эти понятия, как это делают сторонники концепции «тектоно-магматических циклов», не следует. Границы разной природы и разного типа могут в ряде случаев совпадать, но в принципе должны выделяться и прослеживаться порознь. В общем случае они пересекаются, а совпадают лишь в частном.

Напомним, что С. Н. Никитин и Ф. Н. Чернышев еще в 1889 г., после IV сессии Международного геологического конгресса (на которой, кстати, было принято разделение докембрия на архей и протерозой), ясно высказались за различение «местных» и «универсальных» шкал. «Местная» шкала создается на основе изучения структурных и вещественных характеристик минеральных масс. «Универсальная» (геохронологическая) шкала является *искусственным построением*, предназначенным для удобства усвоения предмета, для удобства группировки фактов — и не более того» (Никитин, Чернышев, 1889, с. 138). Взгляды эти в последнее время отстаивает и развивает Г. П. Леонов (1973), указывающий на условный (в нашей терминологии — «произвольный») характер геохронологических шкал.

При возрастной индексации комплексов необходимо строго различать процедуры *расчленения* и *корреляции*. Этот вопрос заслужива-

ет особого внимания в связи с тем, что ряд советских геологов в последнее время предлагает «комплексный» подход к геохронологическому расчленению докембрия. При расчленении предлагается пользоваться радиометрическими, палеонтологическими, формационными и историко-геологическими (тектоническими) методами «в комплексе». Использование различных характеристик возможно (хотя понятие «комплексность» требует строгого определения), но лишь при *корреляции* удаленных разрезов. Необходимое условие их применения в целях *расчленения* — взаимное согласие характеристик. Расчленение и *корреляция* совпадают лишь тогда, когда расчленение проводится в единицах уже существующей шкалы. Только в этом случае геолог, выделяя единицу в некотором разрезе, одновременно определяет ее отношение к единицам другого разреза. При отсутствии готовой шкалы процедура расчленения предшествует *корреляции*. Геохронологическое расчленение всегда условно и не связано с физическими характеристиками минеральных масс.

В связи с этим следует отметить различие «стратиграфического» и «тектонического» подходов к изучению докембрия, которое связано с различными целевыми установками исследований. Задача стратиграфических (*s. str.*) исследований — это прослеживание некоторых изохронных уровней независимо от структурно-вещественных характеристик толщ пород. В тектонических исследованиях вначале минеральные массы расчленяются по структурно-вещественным характеристикам на геологические тела и лишь впоследствии датируются нижняя и верхняя границы этих тел в хронологических индексах. Представляется, что «комплексный» является эклектическим вариантом двух охарактеризованных подходов, поскольку смешение различных целевых установок и соответствующих методических приемов недопустимо.

Районирование по возрасту завершающей складчатости требует объединения в один класс районов, в которых примерно одновременно заканчивается геосинклинальное развитие. При этом в один класс попадают прогибы, заложившиеся в разное время. «Наши знания о конце геосинклинального развития складчатых зон и о времени превращения их в платформы несоизмеримо полнее представлений о возникновении геосинклинальных прогибов, о начале геосинклинального развития данной территории», — писал Н. С. Шатский (1963, с. 466), отстаивая принятую руководимым им коллективом методику районирования по возрасту главной складчатости. В рамках этой методики в классическом варианте достаточно определения лишь одного момента в развитии некоторой территории, а именно — времени смятия мощных геосинклинальных толщ в складки.

В новых картах, составленных по указанной методике, авторы не ограничиваются датировкой верхней границы геосинклинальных складчатых комплексов. В пределах зон той или иной складчатости выделяются выступы «древнего основания», «фундамента», «древних структур». Хотя принципы разделения геосинклинального комплекса и комплекса основания четко не формулируются, но тенденция к датировке их границы проявляется ясно. Таким образом, геосинклинальный складчатый комплекс получает более полную возрастную характеристику, чем того требует главный принцип, положенный в основу составления карт. Еще более четко это обнаруживается при датировке «структурных этажей».

На картах, составленных по этой методике, проблему возрастной индексации платформенных чехлов практически решать не требуется. Определяется лишь нижний предел их нижней возрастной границы. Так, докембрийские части чехлов Русской и Сибирской платформ по возрасту относятся к эпикарельским образованиям. Однако возрастной объем чехлов существенно различен. На большей части Русской плат-

формы основание чехла представлено вендскими (680—570 млн. лет) слоями, и лишь в грабенообразных прогибах залегают рифейские (с нижней границей около 1750 млн. лет). Напротив, на Сибирской платформе рифейские образования имеют широкое распространение, тогда как вендские залегают непосредственно на фундаменте лишь на небольших площадях.

Анализ методов возрастной индексации в рамках разных методик районирования позволяет сформулировать основные требования к системам возрастных подразделений: 1) возрастные подразделения должны быть независимыми от физических (структурно-вещественных характеристик геологических тел и определяться лишь интервалами физического времени; 2) возрастные подразделения должны обеспечивать возможность датировки с принятой точностью как верхних, так и нижних границ геологических тел; 3) в системе возрастных подразделений не должно быть пропусков интервалов времени («зияний»); 4) поскольку геохронологические границы произвольны, то построение геохронологических шкал может производиться путем произвольного разбиения временного интервала на неравные (из содержательных соображений) или равные отрезки.

С учетом этих требований при составлении Карты тектоники докембрия континентов была разработана специальная система возрастных подразделений. Необходимость такой разработки диктовалась отсутствием общепринятой шкалы докембрия, чрезвычайной грубостью имеющихся шкал и невозможностью отражения в их подразделениях с достаточной точностью латеральных взаимоотношений структурно-вещественных комплексов.

Для создания системы возрастных подразделений были изучены радиометрические датировки комплексов, у которых определены пределы верхней и нижней границ. Близкие по этим показателям (в принятых пределах точности) интервалы времени образования комплексов сгруппированы в классы, которых оказалось 13. Каждому классу присвоено собственное название по наименованию входящего в него комплекса, возраст которого определен наиболее надежно. Этот комплекс приобрел, таким образом, значение хронологического стратотипа (хроностратотипа). Для более полного отражения латеральных взаимоотношений комплексов при сравнительно малом числе возрастных подразделений эти последние были выбраны так, чтобы частично перекрывали друг друга. Соотношения возрастных подразделений эталонной шкалы показаны на рис. 2.

Возрастная индексация конкретных комплексов проводилась путем сравнения их с эталонным набором. Основой корреляции являлись радиометрические данные. Привязка границ комплексов к границам возрастных подразделений осуществлялась с принятой точностью: в интервале древнее

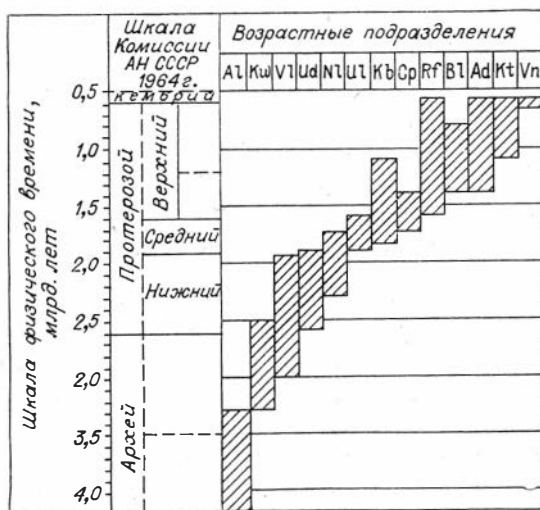


Рис. 2. Эталонная шкала возрастных подразделений, использованная при составлении Карты тектоники... (1972).

Al — алданий, Kw — киватиний, V1 — ваалий, Ud — удоканий, N1 — наллагаиний, U1 — улканий, Kб — кибарий, Ср — карпентарий, Rf — рифей, B1 — белтий, Ad — аделаидий, Kt — катангий, Vn — венд.

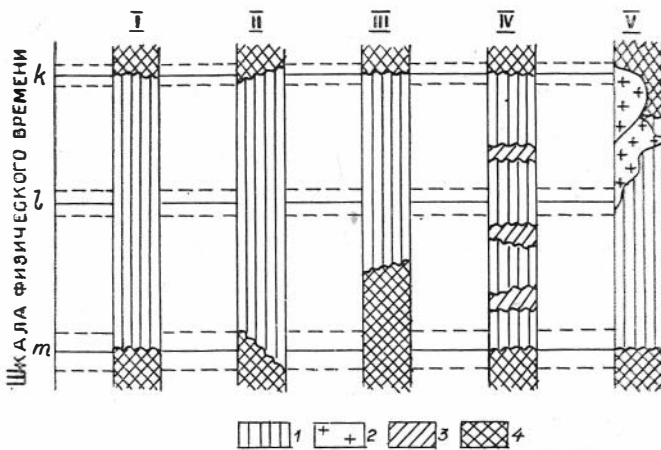


Рис. 3. Примеры одинаковой возрастной индексации разных по хронологическому объему комплексов.

Интервалы времени: 1, 2 — образования комплексов некоторого класса (1 — вулканогенно-осадочных, 2 — интрузивных); 3 — перерывов, 4 — перерывов и формирования комплексов иных классов.

3000 млн. лет — ± 300 млн. лет; 3000—2000 млн. лет — ± 200 ; 2000—750 млн. лет — ± 100 ; 750—600 млн. лет — ± 50 и моложе 600 млн. лет — ± 20 млн. лет. После привязки верхней и нижней границ определялась принадлежность комплекса к классу возрастной классификации.

При датировке структурно-вещественных комплексов большое значение приобретает оценка взаимоотношений данного комплекса с подстилающим и перекрывающим, с секущими интрузиями, а также анализ внутренней непрерывности комплекса. К одному классу хронологической классификации могут быть отнесены различные с этой точки зрения комплексы, которые, следовательно, признаются в конечном итоге разновозрастными.

На рис. 3 отражены некоторые случаи отнесения разных комплексов к одному возрастному подразделению. Ниже приводятся краткие пояснения к рисунку:

колонка I. Границы комплекса точно соответствуют границам возрастного подразделения (k и m);

колонка II. Границы комплекса «скользят» в допустимых пределах точности ($\pm \theta_k$ и $\pm \theta_m$);

колонка III. Верхняя граница комплекса соответствует границе возрастного подразделения (k), нижняя находится в интервале l — m. Если нижняя граница примет значение l, комплекс (или его часть) может быть отнесен к другому возрастному подразделению;

колонка IV. Внутри комплекса фиксируются многочисленные перерывы, но границы соответствуют границам возрастного подразделения;

колонка V. Нижняя граница комплекса соответствует границе возрастного подразделения, верхняя находится в интервале k — l. Комплекс инъецирован «синтектоническими» и «посттектоническими» («позднеорогенными») гранитами.

Радиометрические датировки комплексов предварительно оценивались с геологических позиций. Не останавливаясь на рассмотрении различных радиометрических методов, которым посвящены многочисленные специальные работы, рассмотрим кратко вопрос о так называемых «омоложенных» цифрах возраста.

Эффект «омоложения» связан с удалением из кристаллической решетки минералов продуктов радиоактивного распада (электронного захвата), что нарушает отношения изотопов, которые служат для определения возраста породы. «Омоложение» вызывается метаморфизмом, а также, как показано Л. И. Салопом (1963), криптометамор-

физмом и различными наложенными процессами. Л. И. Салоп, подробно рассмотревший вопрос применительно к данным К—Аг метода, определил понятие «реликтовых» датировок, т. е. цифр, отражающих так называемый геологический возраст пород.

При тектонических исследованиях геологи нередко ориентируются на «омоложенные» датировки, которые позволяют выяснить ход некоторых геологических процессов, в частности поднятий больших территорий выше геонзотермы 300°C (или 400°C). Часто выделяют области «переработки», «наложенной складчатости» и т. д. Большие споры вызывает трактовка возраста образований провинции Гренвилл, Мозамбикского пояса и т. п., «молодые» датировки которых не увязываются с «древним» обликом пород.

При составлении Карты тектоники докембрия континентов задача была существенно иной. Для отражения взаимного расположения структурно-вещественных комплексов «омоложенные» датировки практически непригодны, хотя, как подмечено Л. И. Салопом, в конкретных разрезах они иногда позволяют судить об относительной возрастной последовательности толщ. «Реликтовые» датировки важнее, так как лучше отражают «геологический» возраст комплексов, т. е. время формирования комплексов как геологических тел. Процессы, вызывающие «омоложение» датировок, существенно не изменяют взаимного расположения тел, а поэтому при изучении структуры могут не учитываться. Именно «реликтовые» датировки использовались при составлении карты в первую очередь.

При отсутствии надежных радиометрических данных или их недостаточности индексация комплекса проводилась путем его корреляции с хорошо изученными радиометрическими методами комплексами по дополнительным (косвенным) признакам. К таким признакам относятся характерные члены формационного ряда (например, толщи гипертеновых гнейсов и сланцев, широко распространенные в комплексах алдания), положение комплекса в разрезе, отношение к гранитным интрузиям, степень регионального метаморфизма и т. п. Подобная корреляция не может быть признана синхронизацией *s. str.* и является вспомогательным приемом. Естественно, что по мере увеличения расстояния между выходами комплексов точность такой корреляции снижается. Применительно к верхнему докембрию эффективной оказывается корреляция по строматолитам и проблематикам.

После возрастной индексации каждый комплекс выступает в качестве единицы трехмерной классификации, будучи охарактеризован значениями структурных и вещественных свойств, а также возраста.

В настоящей монографии поставлена задача — дать характеристику структуры докембрия по некоторым этажам, т. е. геологическим телам, ограниченными изохронными поверхностями. Из эталонной системы возрастных подразделений выбраны лишь четыре, полностью охватывающие временной интервал докембрия без зияний и перекрытий (при этом несколько уточнена граница двух верхних подразделений). В некоторых случаях границы этих этажей пересекают выделенные ранее структурно-вещественные комплексы. Однако только такой прием позволяет проследить эволюцию структуры докембрия. Описание структуры производится по следующим этажам: алданскому (древнее 3300 ± 300 млн. лет), киватинскому (3300 ± 300 — 2600 ± 200 млн. лет), афебскому (2600 ± 200 — 1750 ± 100 млн. лет) и рифейскому (1750 ± 100 — 570 ± 20 млн. лет).

В связи с составлением Карты тектоники докембрия континентов возникли некоторые общие вопросы, касающиеся построения общей геохронологической шкалы докембрия. Они подняты в печати (Борукеев, 1972) и обсуждаются ниже.

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Для отражения структуры докембрийского этажа необходимо различать типы геологических границ. Эти типы Ю. А. Косыгин, Ю. А. Воронин и другие выделили в многочисленных публикациях по формализации геологических понятий. Среди геологических границ различаются резкостные, дизъюнктивные, условные и произвольные. На Карте тектоники докембрия континентов обозначены все эти границы (за исключением условных). Рассмотрим их значение и роль в принятой методике тектонического районирования.

Границы структурно-вещественных комплексов *резкостные*. При переходе через такую границу существенно меняются значения структурных или вещественных характеристик, или тех и других одновременно. Структурно-вещественные комплексы, как правило, ограничены поверхностями региональных несогласий. Поэтому при составлении Карты не возникало задачи разделения границ на границы согласного и несогласного залегания. Однако такая задача должна решаться при районировании в региональном масштабе.

С охарактеризованными границами на Карте в первом приближении (т.е. в пределах принятой точности) обычно совпадают границы возрастных подразделений, но они имеют иной смысл, являясь *произвольными*. Указанное совпадение — не закон, как часто предполагается сторонниками концепции тектоно-магматической цикличности, а логическое следствие методики выбора возрастных подразделений.

На рассматриваемой карте границы возрастных подразделений иногда приобретают самостоятельное значение. Местами они разделяют резко различные по возрасту части комплексов, относящихся к одному классу структурно-вещественной классификации. Произвольные границы такого типа могут быть названы *изохронными (изохронами)*. Прием расчленения структурно-вещественных комплексов изохронами применен, в частности, для отражения рельефа подошвы платформенных чехлов Русской, Сибирской и Австралийской платформ.

При районировании по возрасту главной складчатости для изображения платформенных областей иногда применяется метод стратонизогипс. Этот метод широко использовался ранее на структурных картах для изображения дислокаций платформенного чехла. В отличие от структурных на картах районирования по возрасту завершающей складчатости целевым назначением стратонизогипс является отражение рельефа поверхности складчатых фундаментов. В таком аспекте метод впервые был применен А. Д. Архангельским и Н. С. Шатокиным в 1933 г. (Шатский, 1963). На Тектонической схеме СССР, составленной этими авторами, платформенные чехлы фактически не фигурировали. Стратонизогипсы помогли выявить тектонические формы поверхности фундамента, часто не соответствующие формам в верхних горизонтах чехла. Глубина залегания фундамента, как правило, не связана коррелятивно с возрастным интервалом и полнотой разреза чехла. Таким образом, метод стратонизогипс не позволяет отрезать возрастные (т.е. в конечном итоге структурные) отношения геологических комплексов. Лишь карты схождения со стратонизогипсами по нескольким горизонтам могут решить эту задачу.

Метод изохрон помогает отчетливо отразить взаимоотношения чехлов и фундаментов, дает представление о возрастном объеме чехла и его вариациях при постоянстве структурно-вещественных характеристик. Все это способствует анализу структуры платформенных областей и, в частности, истории формирования чехлов.

Третьим типом геологических границ на карте являются *дизъюнктивные* границы, т.е. разрывные смещения. Возрастная индексация позволяет отразить взаимное расположение комплексов в нормальной

последовательности. Разрывные смещения вызывают отклонения от нормальной последовательности, взаимное расположение тел изменяется.

Сбросы и взбросы нарушают латеральные ряды комплексов, надвиги и шарьяжи — вертикальные (стратиграфические). На карте смещения на эти типы не разделялись, поскольку надвиги и шарьяжи в достаточной степени отличаются от сбросов и взбросов по конфигурации. Не подразделялись разрывы и по возрасту. Такое разделение, которое бывает важным для практических целей, в данном случае могло бы привести в изображение элементы субъективизма, так как крупные разрывы проявляются на протяжении весьма длительных интервалов времени.

Типизация геологических границ способствует более полному отражению взаимного расположения комплексов и их частей.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ (ЗОН)

Метод тектонического районирования позволяет представить осадочную оболочку Земли и ее докембрийского этажа в виде структурно-вещественной ассоциации. Структурно-вещественные комплексы являются элементами этой ассоциации. Отношения элементов отражаются путем их возрастной индексации и оконтуривания границами разного типа. Эта методика в наибольшей степени отвечает принципу объемного районирования.

Однако для ряда задач (например, для географической привязки данных) требуется использование категорий площадного районирования. При этом возникает много терминологических и номенклатурных вопросов. Не ставя себе целью обсуждение широко известного несовершенства тектонической терминологии, коснемся лишь вопросов, связанных со специфической районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс и особенностями площадного районирования изохронных поверхностей.

Модель чешуйчато-слоистой структуры осадочной оболочки в принципе исключает возможность жесткого определения границ структурных элементов на площади, если районированию подвергается объект достаточно большого объема. В историческом аспекте такое положение формулируется как постоянное развитие структурных элементов и изменение координат их границ во времени. В качестве примера приведем явление миграции позднегеосинклинальных прогибов к форланду. Поэтому при переводе категорий объемного районирования в таковые площадного районирования необходимо принимать дополнительные условия.

Одним из таких неявно принимаемых условий является оконтуривание структурных элементов границами выходов структурно-вещественных комплексов на дневную поверхность. Таким путем, например, определены границы Западно-Сибирской плиты на тектонических картах СССР. В других случаях границы структурных элементов стремятся совмещать с крупными разрывами, трактуя последние как глубинные разломы, перманентно развивающиеся на протяжении всего интервала времени формирования зон. Этот способ, как показали Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1961), применим не во всех случаях.

О границах объемных структурных элементов на площади можно говорить лишь в отношении некоторой поверхности (структурной, изохронной и т. п.). В этом случае необходимо оговаривать, к какой именно поверхности относятся категории площадного районирования.

При районировании докембрийского этажа в целом подобных оговорок не требуется, так как в соответствии с принятым определением

(с. 20) докембрий ограничивается изохронными поверхностями. Опыт составления тектонических карт (СССР, Европы, Евразии) показал, что ни один из «тектонических уровней» (перерыв, несогласие, фаза складчатости) не может быть прослежен как изохронный в пределах крупного региона, континента и тем более всей поверхности суши. Нет такого «тектонического уровня» и близ границы докембрия и кембрия. Предкембрийское и предвендское несогласия, которым ранее приписывалось планетарное значение, развиты лишь локально, на относительно небольших площадях, что все более выясняется при геологических исследованиях. Принятие за верхнюю границу докембрия некоторого скользящего во времени «тектонического уровня» существенно изменило бы объем объекта исследования.

При районировании крупного объекта структура нижних его горизонтов, как правило, маскируется структурой верхних горизонтов. Это отмечено отчасти в цитированном выше (с. 44) высказывании Н. С. Шатского. Поэтому целесообразно проводить площадное районирование поверхности, ограничивающей объект сверху. Однако геологическое тело (структурно-вещественный комплекс) не всегда сплошное, и на площади, подвергающейся районированию, наблюдаются выходы тел, расположенных ниже (более древних). Такие явления могут быть причиной неоднозначного определения границ тектонических районов.

Наиболее показателен в этом отношении пример с оконтуриванием платформ. В определениях платформ указывается на двухэтажность их строения. С этой точки зрения платформами могут быть признаны лишь плиты, тогда как щиты лишены чехла и представляют собой выходы на поверхность складчатого фундамента. При площадном районировании щиты включаются в состав платформ, исходя из посылки потенциальной возможности образования чехла в их пределах. Иначе говоря, платформенному чехлу на территориях щитов приписывается нулевое значение.

В связи со сложностью рассмотренных вопросов и во избежание недоразумений по поводу применения отдельных терминов оговорим правила, принимаемые нами при определении границ тектонических районов, и кратко поясним принятую автономную систему терминологии.

Как докембрий в целом, так и его этажи рассматриваются как крупные геологические тела, ограниченные изохронными (в пределах точности определения) поверхностями. Площадное районирование проводится методом деления на зоны верхней изохронной поверхности этажа. Границы зон определяются контурами областей размещения на этой поверхности различных структурно-вещественных комплексов. Области выходов к поверхности этажей более древних, чем районированный, рассматриваются как выступы основания.

Для рассмотрения структурных (статических) и ретроспективных (историко-геологических) задач необходимо использовать различные системы понятий и терминов (Соловьев, 1974), поэтому приняты самостоятельные системы этих категорий. Используются по возможности имеющиеся термины во избежание нововведений.

Статические категории. При классификации тектонических районов в статическом аспекте учитывается размещение комплексов различной степени дислоцированности (складчатых и нескладчатых). В пределах районированного этажа противопоставляются *складчатые ветви* как районы развития складчатых комплексов и *плиты* — нескладчатых комплексов. При выделении более крупных районов учитываются латеральные взаимоотношения комплексов и выступов основания. Выступы основания, контактирующие на большей части своего периметра с плитами, называются *щитами*, а со складчатыми ветвями — *массивами*. Группировка плит и щитов называется *платформой*, а складчатых ветвей и массивов — *складчатой областью*. Наиболее крупные складчатые области, обычно удлиненной формы, могут выделяться в качестве *складчатых поясов* (рис. 4).

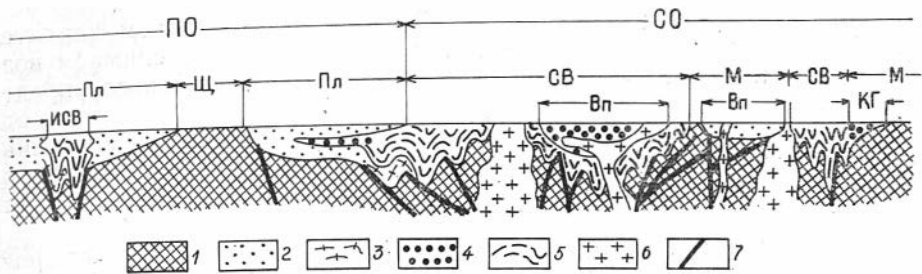


Рис. 4. Схема латерального ряда тектонических районов, выделяемых в пределах хроностратиграфического этажа.

1 — древнее основание; 2, 3 — платформенные комплексы: 2 — нескладчатые, 3 — складчатые; 4, 5 — геосинклинальные комплексы: 4 — нескладчатые, 5 — складчатые; 6 — гранитонды, 7 — разломы.

Тектонические районы: ПО — платформенная область, СО — складчатая область, Щ — щит, Пл — плита, ИСВ — интратраконтная складчатая ветвь, СВ — складчатая ветвь, М — массив, Вп — впадина, КГ — краевая гомоклинали.

Изложенная система основана на качественном учете признаков. Поэтому ряд вопросов районирования приходится решать условно. Так, возможны случаи окаймления массивов узкой кромкой нескладчатых комплексов (*краевыми гомоклиналями*), но отнести их на этом основании к платформам нецелесообразно.

Почти все перечисленные термины использованы в традиционном значении. Классификация в наибольшей мере отвечает разделению Л. Кобером (Kober, 1928) земной поверхности на *кратогены* (платформы) и *орогены* (складчатые области), поскольку такое разделение имеет чисто структурный аспект. Нововведением является лишь термин «складчатая ветвь». К сожалению, в современной терминологии не удалось найти термина, отражающего это понятие. В. Е. Хаин (1973, с. 418), предложивший различать аспектные понятия «геосинклинальный» и «складчатый» пояса, «геосинклинальная» и «складчатая» области (системы), не ввел специального термина, отражающего структурный аналог геосинклинального прогиба (элементарной геосинклинали).

Не требуют пояснений, на наш взгляд, использованные в дальнейшем тексте термины «антиклинорий», «синформа» и т. п.

Ретроспективные категории. В основу классификации тектонических районов в ретроспективном плане положено размещение комплексов различного вещественного состава в принятой классификации (геосинклинальных и платформенных). В пределах этажа противопоставляются *геосинклинальные прогибы* (*геосинклинали*) как области распространения геосинклинальных комплексов и *шельфы* — платформенных комплексов. Выступы основания, ограниченные на большей части своего периметра шельфами, именуются *глыбами*.

Группировка глыб и шельфов рассматривается в качестве *кратона*, который противопоставляется *геосинклинальной области*. Наиболее крупные геосинклинальные области удлиненной формы выделяются как *геосинклинальные пояса*.

В пределах геосинклинальных областей выделяются сравнительно небольшие по площади участки выступов основания и выходов платформенных формаций, которые называются *микрократонами*. Небольшие по площади геосинклинальные прогибы, ответвляющиеся от геосинклинальных поясов (областей) и вклинивающиеся в кратон, именуется *авлакогенами*. Обе эти формы, «чуждые» крупному тектоническому району, на территории которого они размещаются, с учетом небольших размеров могут рассматриваться как включения.

Термины «глыба» и «шельф» заимствованы у С. Н. Бубнова (1960), который в определениях придает им палеотектонический оттенок. Термин «микрократон» предложен В. Е. Хаиным (1968) для элементов

раннепротерозойского этапа развития Земли. Мы используем характеристику элементов (районов), данную этим автором, но снимаем возрастные ограничения. В наиболее далеком от первоначального определения (Шатский, 1964) смысле использован термин «авлакоген», однако и он иногда употребляется в современной литературе в значении, близком к принятому, например, В. Е. Хаиным (1964, с. 61). В терминологии Н. С. Шатского принятому понятию точнее отвечают авлакогены донецкого типа, но такой термин излишне громоздок.

В принятой классификации не может быть однозначно определено положение еще одной ретроспективной категории, обозначаемой термином «*пояс диасхизиса*». Автор термина «диасхизис» М. А. Семихатов (1974, с. 260) определяет его как «совокупность процессов метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, которые накладываются на значительно более древние гранитогнейсовые комплексы и налегающие на них покровные толщи и вызывают интенсивные их динамотермальные преобразования». Пояса диасхизиса представляют собой площади, на которых проявляется охарактеризованная совокупность процессов и, очевидно, должны противопоставляться районам «асхизиса». В структурном аспекте поясам диасхизиса отвечают складчатые пояса и прилегающие к ним части щитов, но границы этих районов, как правило, не совпадают. Поскольку диасхизис развивается в пределах геосинклинальных поясов и кратонов предшествующего этапа, пояса диасхизиса не имеют специфической вещественной характеристики. Однако в детальной структурной классификации (с учетом типа структурного рисунка) эти пояса могут быть обособлены, так как наложенная складчатость может быть отделена от первичной. Эти сложные случаи рассматриваются в тексте лишь в самом общем плане.

Номенклатура тектонических районов. Положение границ тектонических районов изменяется на разных гипсометрических и изохронных уровнях. Современная номенклатура районов (Балтийский щит, Сибирская платформа, Охотский массив и т. п.) разработана в основном для выходов геологических тел на дневную поверхность. На Карте тектоники докембрия континентов районы имеют контуры, отличные от таковых на других картах, что обусловлено спецификой задачи. Однако нет необходимости в связи с этим переименовывать все районы. Часть из них в фанерозое развивается унаследованно, не очень значительно меняя расположение своих границ. Та же картина характерна для неогена в целом. Наличие новообразованных в неогее районов не исключается и оговаривается в каждом конкретном случае. Для тектонических районов протогей и дейтерогей необходимо использовать специальную номенклатуру с учетом традиционных названий, применимых к выделяемым зонам в наиболее близком смысле (Украинский массив, геосинклиналь Наллагайн и т. п.).

II. СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЯ КОНТИНЕНТОВ

Структура докембрия отдельных континентов подробно охарактеризована в предшествующих томах серии «Докембрий континентов». Наибольшее внимание в этих томах уделялось описанию структурно-вещественных комплексов и несколько меньшее — их пространственным взаимоотношениям. В некоторых очерках предпринимались попытки обобщения данных по отдельным вопросам в глобальном масштабе. Однако эти вопросы обычно рассматривались в связи с особенностями строения континента, который являлся предметом исследования.

В задачу данной части монографии входит обобщение материалов, изложенных в предшествующих томах. Главное внимание уделено типизации формационных рядов, рядов структурных этажей, тектониче-

ских районов (зон) и структурных рисунков. Учет перечисленных характеристик позволяет наметить типы докембрийских структур — крупных тектонических областей, сочетание которых определяет глобальную структуру докембрия. При этом авторы лишь в случае необходимости подробно излагают фактический материал, учитывая, что в основном он приведен в предыдущих томах серии.

В связи с задачей изучения эволюции докембрийской структуры ее характеристика дана по условно выбранным хроностратиграфическим этажам, границы которых указаны выше (с. 47). Однако из-за несоответствия хроно- и литостратиграфических границ и в целях сохранения единства формационных рядов при описании этажа иногда к нему причисляются части смежных этажей. Все эти случаи оговариваются при рассмотрении возрастных объемов комплексов.

Характеристика этажей приводится примерно по одному плану. Исключение сделано лишь в отношении древнейшего из них — алданского. Поскольку его выделение является предметом дискуссий, представилось необходимым дать сравнительно подробный и полный обзор его выходов на всей площади континентов. Ранее этот этаж рассматривался нами совместно с киватинским в составе нижнего докембрия, отвечающего архею многих геохронологических схем. Данные исследований последних лет заставляют пересмотреть такое их объединение. Поэтому характеристика указанных этажей дана отдельно по каждому, а вопросы их историко-геологической группировки будут рассмотрены в заключительной части монографии.

АЛДАНСКИЙ ЭТАЖ

К древнейшим образованиям Земли до недавнего времени многие исследователи относили зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи киватиния и их возрастные аналоги. Однако в последние годы выявилось чрезвычайно широкое распространение более древнего метаморфического комплекса, на что впервые обратил внимание Л. И. Салоп.

Структурно-вещественные комплексы

Структурно-вещественные комплексы алданского возраста известны на всех континентах (рис. 5). Они распространены главным образом в фундаментах древних платформ, но по площади распределяются крайне неравномерно. В одних местах алданские толщи слагают территории в сотни тысяч квадратных километров (Алданский щит и Анабарский массив Сибирской платформы, фундамент Антарктической платформы), в других они занимают ограниченные площади в ядрах поднятий и куполовидных структур, между которыми распространен киватинский этаж (провинция Сьюпириор Канадского щита, Родезийский массив Африки, Гвианский щит Южной Америки и др.). Нередко алданскими породами сложены линейные блоки, расположенные в полях киватинских и более молодых толщ (выступы Иматака и Кануку-Фалаватра Гвианского щита, блоки по западной и южной периферии щита Йилгарн Австралии, вдоль южной окраины Алданского щита и др.). В фанерозойских складчатых поясах алданские образования вскрываются в отдельных глыбах или срединных массивах, пространственно тяготеющих к древним платформам.

Алданский возраст комплексов в ряде случаев подтверждается радиометрическими методами. Чаще же радиометрические датировки омоложены вследствие различных наложенных процессов. Выделение комплексов в такой ситуации проводится по их положению в разрезе докембрия, по структурной позиции и на основании региональной корреляции.

Алданским комплексам в отличие от более молодых докембрийских присущи свои специфические структурные и вещественные характеристики, позволяющие отнести их к самостоятельному мегакомплексу. Его, безусловно, нельзя рассматривать в качестве глобального тектонического этажа со строго синхронной верхней границей и постоянным стратиграфическим объемом. В отдельных районах, по-видимому, существует тесная структурная и вещественная связь между алданскими и метаморфизованными киватинскими образованиями.

Толщи, слагающие алданский этаж, повсеместно метаморфизованы в гранулитовой или амфиболитовой фации. Местами устанавливается регрессивная природа пород амфиболитовой фации. Встречаются также более низкотемпературные диафориты. По вещественному составу образования алданского этажа довольно разнообразны, однако стратиграфическая последовательность и формационные ряды в нем во многих случаях остаются неясными. Ниже кратко характеризуются алданские толщи древних платформ и примыкающих к ним зон.

Сибирская платформа. Наиболее полно и хорошо изучен в отношении состава, стратиграфии и структуры алданский комплекс Алданского щита, принятый в качестве эталона древнейшего комплекса континентов (Борукаев и др., 1969; Берзин и др., 1970; Карта тектоники..., 1974). Положение его в основании разреза докембрия подтверждается как геологическими, так и радиометрическими данными.

Комплекс представлен ассоциацией разнообразных гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов, амфиболитов, кварцитов, высокоглиноземистых пород, биотитовых, биотит-амфиболовых, биотит-гранатовых и других кристаллических сланцев и гнейсов. Общая мощность комплекса, по данным Л. И. Салопа (1973), составляет 15—16 тыс. м, а по мнению других геологов оценивается в 25—30 тыс. м (Геология СССР. Южная Якутия, 1972) и даже до 41 тыс. м (Кулиш, 1972). Гиперстеносодержащие породы, по подсчетам Е. А. Кулиша, занимают 38% объема алданского комплекса, биотитовые, амфиболовые и диопсидовые гнейсы и сланцы — 24%, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы — 23%, кварциты и кварцито-гнейсы — 9%, мраморы и кальцифиры — 3%, диопсидовые, скаполитовые и флогопитовые породы — 2%, амфиболиты и пироксениты — 1%.

Для низов алданского комплекса (иенгрская серия) характерна формация кварцитов и высокоглиноземистых пород (Лазько и др., 1968). В средней части комплекса (тимптонская серия) определяющей является мощная (7—10 тыс. м), довольно разнообразная формация гиперстеносодержащих кристаллосланцев и гнейсов (метабазитовый комплекс Л. И. Салопа). Здесь же среди основных кристаллических сланцев и амфиболитов появляются первые пачки и линзы мраморов, кальцифириров и диопсидовых пород, роль которых увеличивается вверх по разрезу. В верхах алданского комплекса они ассоциируются с гнейсами и кристаллическими сланцами и выделяются в карбонатно-гнейсовую формацию (Лазько и др., 1968).

Отдельные члены названных формаций присутствуют на разных стратиграфических уровнях. Например, силлиманитовые и другие высокоглиноземистые гнейсы в разных количествах встречаются практически во всем разрезе. Это же можно сказать о гиперстеновых и двупироксеновых породах, ассоциация которых с амфиболитами и кварцитами в низах алданского разреза была выделена Л. И. Салопом (1973) в ферралит-амфиболит-кварцитовый формационный комплекс, а сочетание их с карбонатными и карбонатно-силикатными породами верхних подразделений алдания — в метабазит-карбонатный формационный комплекс.

В. И. Шульдинер (1973), основываясь на стратиграфической схеме Ю. К. Дзевановского, выделяет в разрезе два полных и один (нижний) неполный ритмы, начинающиеся основными кристаллическими сланцами,

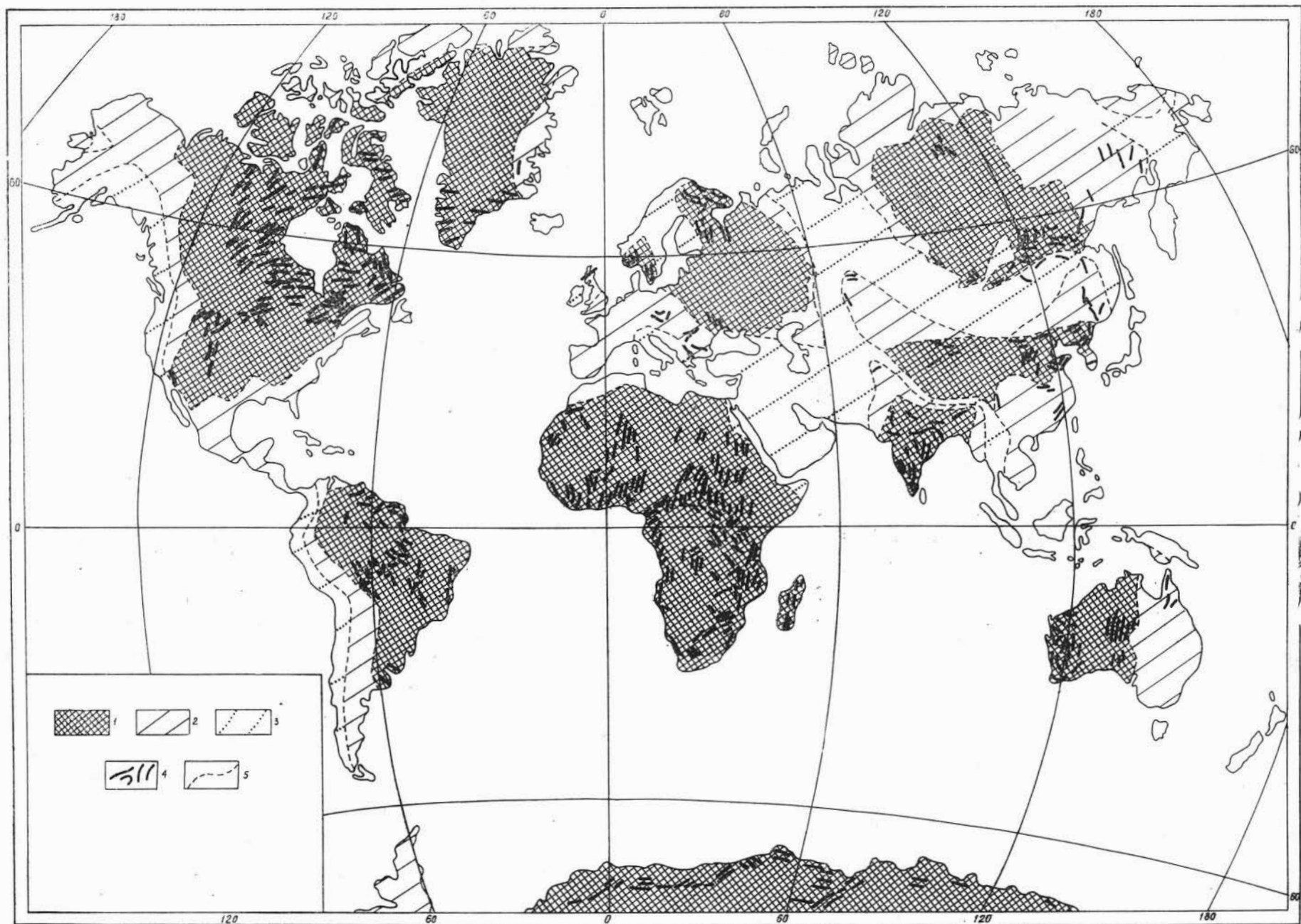


Рис. 5. Схема распространения алданского этажа.

Области: 1 — широкого и 2 — предполагаемого распространения; 3 — отсутствия алданского этажа или распространения его в изолированных блоках и массивах; 4 — основные структурные направления в алданском этаже; 5 — примерные границы областей.

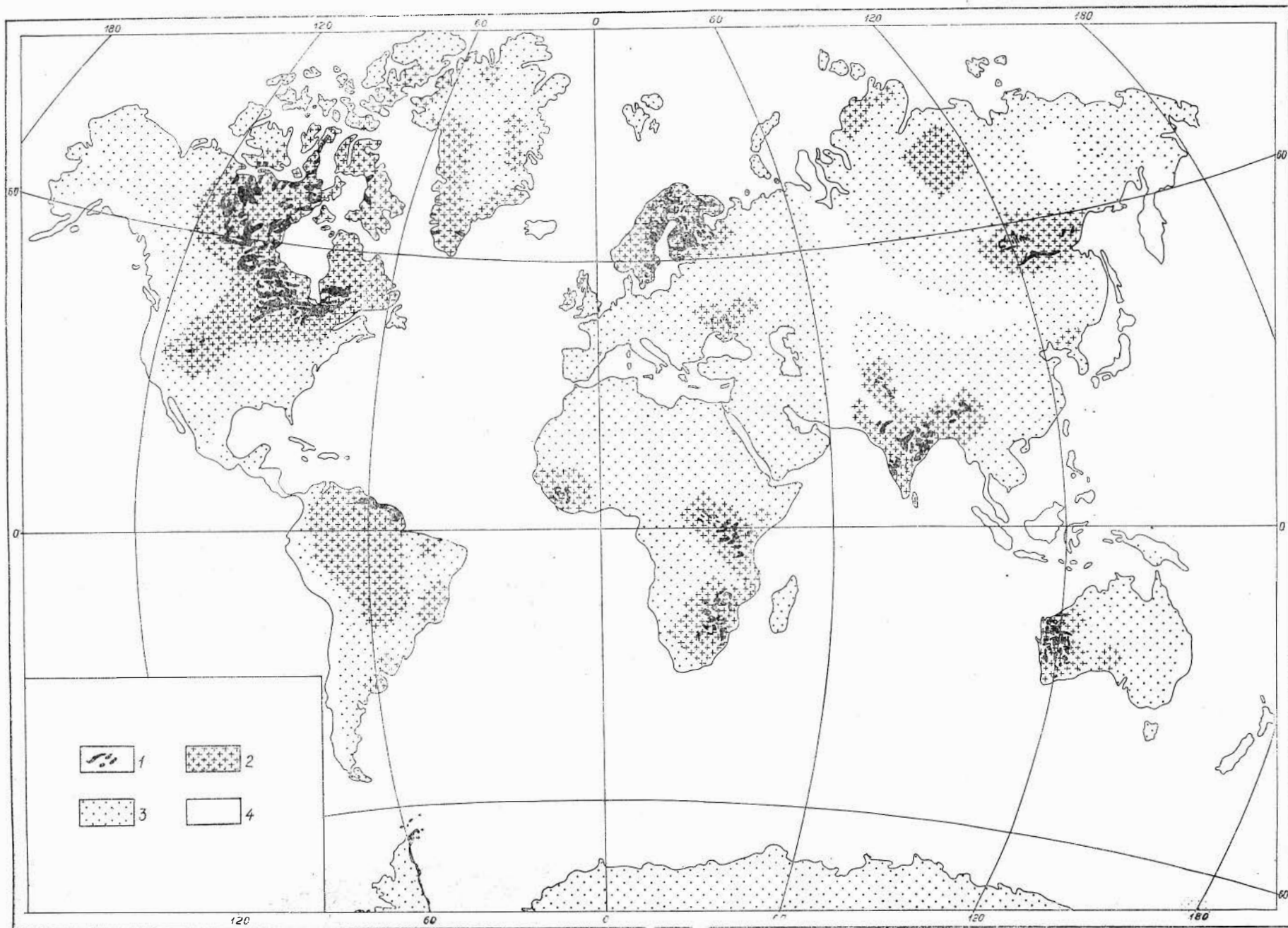


Рис. 10. Схема распространения структурно-вещественных комплексов киваттинского этажа.

1—3 — структурно-вещественные комплексы: 1 — зеленокаменный осадочно-вулканогенный, 2 — гранитогнейсовый, 3 — нерасчлененные зеленокаменный осадочно-вулканогенный и гранитогнейсовый; 4 — области возможного отсутствия отложений киваттинского этажа.

часто с прослоями мраморов, сменяющимися вверх по разрезу гнейсами, а затем толщами, содержащими глиноземистые породы. Однако, по мнению Л. И. Салопы и Л. В. Травина (1974), такой закономерности в центральной части Алданского щита не наблюдается. По их данным, гиперстеновые, двупироксеновые, амфиболовые гнейсы и сланцы, а также амфиболиты господствуют в средней (тимптонской) серии и в меньшей степени развиты в иенгурской и желтулинской сериях. В нижней части иенгурской и в верхах желтулинской серий они практически отсутствуют (рис. 6).

Своеобразные толщи распространены вдоль южной и западной окраин Алданского щита. Здесь выделяются курультино-гонамский и становой комплексы. Курультино-гонамский имеет определенно алданский возраст, многие геологи относят его к нижнему архею или даже к катархею.

Курультино-гонамский комплекс составляет значительную часть Станового складчатого пояса и Олекминской зоны Алданского щита (Кудрявцев, 1966, 1973; Глуховский, Ставцев, 1973; Шульдинер, 1973; Карсаков и др., 1975). Первоначально он был повсеместно метаморфизован в гранулитовой фации в различных условиях глубинности. В качестве наиболее глубокой не только в данной области, но и вообще на поверхности Земли рассматривается чогарская фация восточной части Станового пояса. К западу она сменяется сутамской фацией, а еще далее — алданской фацией глубинности, в которой метаморфизован собственно алданский комплекс (Карсаков и др., 1975). Рассматриваемый комплекс состоит изометричные, неправильной формы или резко вытянутые линейные глыбы и пластины, внутренняя структура которых местами дискордантна по отношению к структуре окружающих метаморфических толщ.

На востоке Станового складчатого пояса комплекс известен как чогарский метаморфический (Карсаков и др., 1975). В его составе преобладают основные кристаллические сланцы. Им подчинены разнообразные гнейсы, кварциты и мраморы. В Джугджурском и Чогарском выступах описывается разрез комплекса общей мощностью около 8,5 тыс. м. В основании разреза залегают пироксеновые и биотит-пироксеновые сланцы с прослоями био-

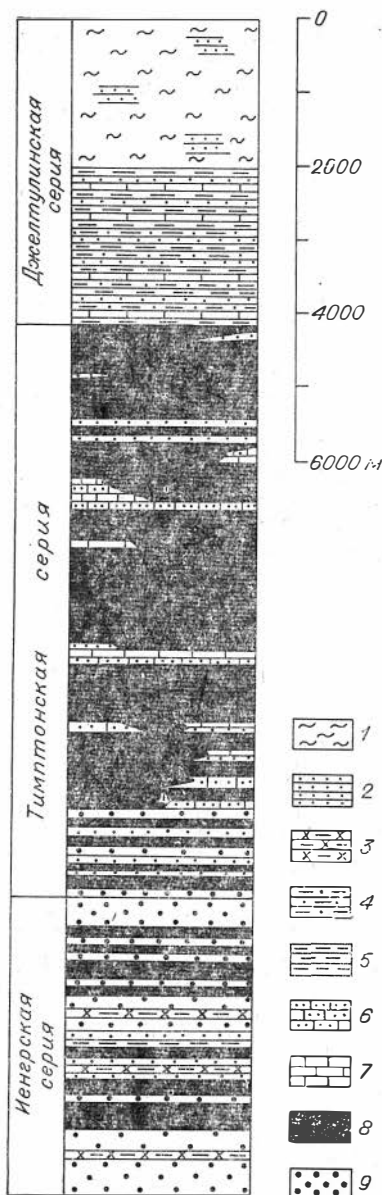


Рис. 6. Стратиграфический разрез алданского комплекса центральной части Алданского щита (по Л. И. Салопу и Л. В. Травину, 1974, схематизировано).

1 — лейкократовые гранат-биотитовые гнейсы; 2 — тонкополосчатые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; 3 — силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы; 4 — гиперстен-гранатовые и биотит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы; 5 — двупироксеновые, гиперстеновые и биотит-двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы; 6 — диопсидовые и диопсид-скаполитовые кристаллические сланцы и гнейсы; 7 — мраморы и кальцифиры; 8 — двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты; 9 — кварциты.

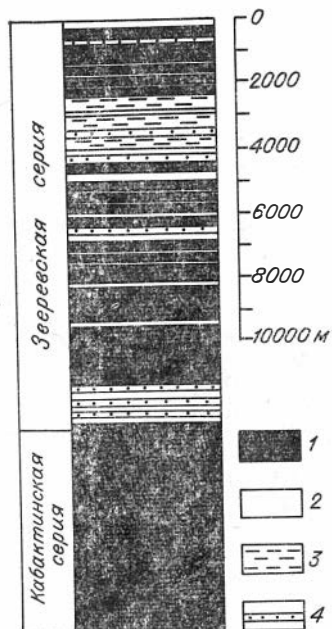


Рис. 7. Стратиграфический разрез курультино-гонамского комплекса в верхнем течении р. Тимптон (по В. И. Шульдинеру, 1973).

1 — кристаллические сланцы основного и ультраосновного состава; 2 — биотитовые, пироксеновые и амфиболовые гнейсы; 3 — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом; 4 — кварциты.

титовых и гранат-пироксеновых гнейсов (2500 м). Они сменяются гранат-пироксеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, местами переслаивающимися с пироксеновыми и биотит-роговообманковыми сланцами (2000 м). Разрез заканчивается мощной (4000 м) толщей, сходной по составу с нижней, но отличающейся от нее присутствием мраморов, кальцифиров и кварцитов. В Сувакано-Токском выступе в чогарском комплексе описываются известковистые клинопироксен-, скаполит- и карбонатсодержащие сланцы, чередующиеся с кварцитами, мраморами и двупироксеновыми сланцами; выше них залегают двупироксеновые сланцы с прослоями глиноземистых сланцев и кварцитов, в том числе железистых. Местами (Дамбукинский выступ) в составе комплекса преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы (Карсаков и др., 1975).

Собственно курультино-гонамский комплекс более западных районов Станового складчатого пояса, по обобщениям В. И. Шульдинера (1973), имеет мощность более 15 тыс. м и характеризуется грубой ритмичностью (рис. 7). В основании каждого ритма залегают мощные толщи кристаллических сланцев основного состава. Они сменяются толщами переслаивания основных сланцев с гнейсами, выше которых появляются высокоглиноземистые породы и кварциты. В наиболее полном разрезе в верховьях р. Тимптон устанавливается три ритма. В нижнем ритме среди мощ-

ных (до 6 тыс. м и более) кристаллических сланцев основного состава широко распространены глубокометаморфизованные ультрабазиты, превращенные в клинопироксеновые и энстатитовые сланцы, часто содержащие оливин, магнезиальный гранат и шпинель. В верхней части верхнего ритма появляются мраморы, кальцифиры, диопсидовые сланцы, которые практически отсутствуют в более древних горизонтах.

В становой комплекс включаются толщи амфиболитовой фации метаморфизма, которые, как считалось ранее, слагают практически весь складчатый пояс. Однако по мере дальнейших исследований от этого пояса отчленились все большие площади, сложенные породами гранулитовой фации метаморфизма или породами, содержащими реликты этой фации. Многие геологи выделяют их в курультино-гонамский комплекс. Таким образом, по мере исследования площадь предполагавшегося распространения станового комплекса сокращается. Вместе с тем известно, что в северной (внешней) зоне Становика развиты толщи, отличные по составу и степени метаморфизма от толщ курультино-гонамского комплекса. Они представлены существенно кислыми, высокоглиноземистыми и в меньшей степени карбонатными породами (Неелов, 1968; Шульдинер, 1973; и др.). Среди них распространены в основном биотитовые, двуслюдяные, амфибол-биотитовые и амфиболовые гнейсы и сланцы, плагиогнейсы, клинопироксен-плагиоклазовые сланцы, в подчиненном количестве высокоглиноземистые гнейсы, кварциты, амфиболиты, кальцифиры и мраморы. Часто наблюдается тонкое переслаивание различных по составу пород.

Во внутренней зоне Станового складчатого пояса, по мнению А. Н. Неелова и В. И. Шульдинера, описанным толщам синхронны ме-

таморфические образования существенно основного состава. Среди них преобладают амфибол-, биотит-амфибол-плагноклазовые и диопсид-амфиболовые сланцы, амфиболиты, иногда гранатсодержащие, реже прослойки биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов. Местами отмечаются высокоглиноземистые гнейсы и кварциты.

До последнего времени остается нерешенным вопрос о возрасте станового комплекса. Многие исследователи придерживаются точки зрения о верхнеархейском (киватинском) и даже частично нижнепротерозойском его возрасте. Часть геологов, следуя представлениям Д. С. Коржинского, высказанным еще в 1939 г., относят его к более древнему (алданскому) архею. Последняя точка зрения вполне вероятна. Известно, что Становой складчатый пояс в тектоническом отношении построен очень сложно. Наряду со складчатостью здесь широко проявлена и блоковая тектоника. С зонами напряженных линейных складок соседствуют блоки со сравнительно простыми куполовидными структурными формами. Местами, особенно вблизи области развития собственно алданских пород, отчетливо выражены надвиги и взбросы, приводящие к чешуйчатому строению отдельных участков и соответствующему расположению различных по составу и возрасту толщ.

Известно также, что в Становом поясе породы гранулитовой фации метаморфизма в результате регрессивного метаморфизма на значительных площадях преобразованы в толщи амфиболитовой фации, а в отдельных зонах — вплоть до зеленосланцевой фации. В местах интенсивного проявления высокотемпературного диафтореза преобразованный алданский комплекс становится трудно отличимым от станового (Глебовицкий, 1964; Другова, 1964; Неелов, 1968; и др.). Исследования докембрия юго-западной окраины Сибирской платформы показали, что в процессе диафтореза по породам гранулитовой фации образуются амфиболовые, биотит- и эпидот-амфиболовые, двуслюдяные сланцы и гнейсы, биотитовые и эпидотовые амфиболиты. Высокотемпературные минералы, такие как гиперстен, гранат и др., при этом часто замещаются биотитом (Волобуев и др., 1968; Никитина и др., 1968).

Кроме особенностей метаморфизма, следует учитывать также характер тектонических процессов, происходивших в Становом поясе в послеалданское время. На определенных этапах они осуществлялись в обстановке интенсивного сжатия земной коры, что приводило к повторной ориентации толщ, приспособлению их простираний к контурам сравнительно слабо переработанных блоков, к тектоническому сближению разновозрастных частей разрезов, к появлению сжатых линейных складок, взбросов, надвигов и т. п.

Все это дает основания предполагать, что в Становом складчатом поясе толщи алданского возраста распространены не только в отдельных глыбах, как это считалось ранее, а значительно шире. К алданию, по-видимому, принадлежит как курультино-гонамский комплекс основного состава, так и более кислые толщи, включаемые в становой комплекс. Это не исключает возможности присутствия в сложном становом комплексе пород киватинского возраста, прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации. К ним, в частности, могут быть отнесены упомянутые выше метаморфические толщи южной зоны Станового пояса, для которых на отдельных участках восстанавливается вулканогенная природа и спилито-кератофировый состав (Шульдинер, 1973).

Разрезы, сопоставимые с алданскими, распространены на Анабарском поднятии. Некоторые геологи проводят даже посвитную их корреляцию (Рабкин, 1961; Салоп, 1973). Здесь присутствуют в основном те же ассоциации (формации, комплексы) метаморфических пород, что и на Алданском щите. Намечается также сходная вертикальная формационная последовательность: в низах разреза преобладают метаморфические толщи основного состава, в верхней части присутствуют кар-

бонатные и карбонатно-силикатные породы. По-видимому, наиболее существенное отличие анабарского комплекса от алданского — это меньшая доля кварцитов и высокоглиноземистых пород в анабарском, а также более высокое содержание беспироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев в алданском. Мощность анабарского комплекса оценивается примерно в 20—25 тыс. м.

Толщи, аналогичные описанным, по геофизическим материалам и данным бурения слагают основную часть фундамента восточной половины Сибирской платформы, по крайней мере ее Алданский и Анабарский блоки. На западе платформы, наряду с алданием, существенную роль в строении фундамента играют более молодые комплексы. Алданий здесь выступает в виде глыб и блоков, отделенных друг от друга образованиями киватинского и афебского возраста. К их числу на южной и юго-западной окраине платформы могут быть отнесены Шарыжалгайский выступ и Южно-Енисейская глыба. На сходство метаморфических образований этих структурных элементов с толщами Алдана и Анабара указывали Д. С. Коржинский (1945) и Ю. А. Кузнецов (1946, 1961а). Ю. А. Кузнецов (1961б) отметил общность в строении разрезов Енисейского кряжа и Алдана, заключающуюся, в частности, в приуроченности к низам разреза основных пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, а к верхам — гранатовых гнейсов.

Алданий Южно-Енисейской глыбы представлен канской серией общей мощностью 8—10 тыс. м, основание которой сложено главным образом пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гранат-полевошпатовыми породами, средняя часть — высокоглиноземистыми гнейсами и пироксеновыми кристаллическими сланцами, а верхняя — биотитовыми, биотит-гранатовыми гнейсами и амфиболитами с горизонтами мраморов и известково-силикатных пород (Парфенов, 1963; Салоп, 1973).

Канскую серию Л. И. Салоп (1973) по составу непосредственно коррелирует с тимптонской серией Алданского щита, хотя между ними имеются заметные различия: канская серия более разнообразна по составу и в значительно меньшем количестве содержит основные кристаллические сланцы.

В Шарыжалгайском выступе Сибирской платформы алданий (шарыжалгайская серия) представлен существенно гнейсово-сланцевыми образованиями мощностью около 5—6 тыс. м (Елизарьев, 1962; Докембрий Восточного Саяна, 1964; и др.). В нем преобладают амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, сланцы и амфиболиты. Подчиненное значение имеют гиперстеновые и двупироксеновые породы, не имеющие определенной стратиграфической позиции. К верхней части серии приурочена основная масса гранат-, кордиерит- и силлиманитсодержащих гнейсов и сланцев. К ней же тяготеют горизонты разнообразных по составу кальцифиров и мраморов, мощность которых достигает 200 м.

В Верхояно-Чукотской складчатой области, значительная часть которой сформирована на раннедокембрийском основании (Докембрийская тектоника Сибири, 1964), алданский этаж на поверхность выходит в Охотском, Омолонском и Тайгоносском массивах, но по косвенным признакам предполагается на значительно больших площадях.

Алданий Охотского массива представлен охотским комплексом (до 7—8 тыс. м), сопоставляемым с древнейшими толщами Алданского щита (Гринберг, 1968). Нижняя часть комплекса сложена амфиболовыми плагногнейсами с прослоями пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Средняя часть представлена гранат-биотитовыми гнейсами, включающими пласты гиперстен-биотитовых, кордиерит-гранат-гиперстеновых гнейсов, пироксен-амфиболовых сланцев и линзы кварцитов. Комплекс завершается толщей амфиболовых гнейсов и гранито-

гнейсов с прослоями пироксен-амфиболовых сланцев. В охотском комплексе содержатся гиперстеновые граниты.

В составе алдания Омолонского массива распространены породы, которые Д. С. Коржинский отождествляет с археем Алдана и Анабара. Изученный разрез массива мощностью более 3,5—4 тыс. м, по данным М. Л. Гельмана и М. И. Терехова, включает три толщи, которые образуют цикл, начинающийся основными и завершающийся кислыми, высокоглиноземистыми и карбонатными породами (Гельман, Терехов, 1968; Докембрий..., 1973). В основании разреза залегает толща эклогитовых и пироксен-амфиболовых сланцев с подчиненным количеством амфиболовых плагиогнейсов. Она сменяется толщей амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, выше которых следуют амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, гранатовые кварциты и гнейсы, а также кальцифиры. Б. С. Левин (1975) полагает, что часть из описанных пород, прогрессивно метаморфизованных в амфиболитовой фации, образует самостоятельный, более молодой комплекс. Наиболее древними, по его мнению, здесь являются толщи гранулитовой фации метаморфизма, включающие кислые лейкократовые гнейсы, переслаивающиеся с амфибол-двупироксеновыми или гиперстеновыми кристаллическими сланцами основного состава.

На Тайгоносском массиве в бассейне р. Авековой, согласно М. А. Мишкину и др. (1969), породы алдания, метаморфизованные в гранулитовой фации, также подразделяются на три толщи общей мощностью около 7,5 тыс. м. Нижняя из них сложена двупироксеновыми и двупироксен-роговообманковыми гнейсами с прослоями пироксеновых и эклогитовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Средняя толща образована гранатовыми, биотит-гранатовыми, реже силлиманит-биотит-гранатовыми гнейсами с прослоями гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гнейсов. Верхняя толща включает амфиболовые и диопсид-амфиболовые плагиогнейсы и амфиболиты. В низах этой толщи встречаются прослои биотит-гранатовых гнейсов, а в верхах разреза — кальцит-доломитовых мраморов с форстеритом, диопсидом и флогопитом.

Платформенные массивы Китая. Алданский этаж в качестве самостоятельной структурной единицы наиболее отчетливо устанавливается на Северо-Китайском платформенном массиве (Докембрий..., 1973). Он сложен комплексами Сангань, Нанним, маньчжурским и др. Комплексы представлены метаморфическими породами, известными и на других древних платформах. Здесь распространены толщи как основного (гиперстеновые, двупироксеновые гнейсы, амфиболиты), так и кислого состава, в том числе высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты, магнетитовые кварциты (иногда с гранатом и гиперстеном) и др. Мощность разрезов насчитывается до 10—12 тыс. м и более. В отдельных комплексах, как, например, в маньчжурском, наблюдается цикличность, Нижние горизонты циклов насыщены породами основного состава. Вверх по разрезу они сменяются кислыми и затем карбонатными породами. Однако породы основного состава для Северо-Китайского массива не характерны. Отличительная их особенность по сравнению с другими платформами — преобладание толщ кислого состава и с повышенным содержанием глинозема. Кроме того, только на Северо-Китайском массиве описываются необычайно мощные (до 5 тыс. м) толщи мраморов (Кимчекский массив на северо-востоке КНДР).

Метаморфические образования алданского возраста, хотя и в ограниченном масштабе, участвуют в строении блоков, находящихся на северо-западном продолжении группы платформенных массивов Китая. Наличие алдания можно предполагать на Тянь-Шане, Памире, в Кокчетавском массиве. По составу это существенно кислые, в меньшей степени основные, часто высокоглиноземистые, обычно с пластами мрамора-

ров, метаморфические толщи. Они метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации, но местами отмечаются реликты амфиболито-гранулитовой фации (Абдуллаев и др., 1974). Локально в них встречаются пластообразные, линзообразные и округлые включения эклогитов. Трактовка их возраста во многом связана с датировкой сходных по составу толщ фундаментов древних платформ или их обрамлений, и в первую очередь станового комплекса, гренвиллской и беломорской серий и их аналогов. Некоторые геологи (Боровиков и др., 1974) вообще ставят под сомнение вопрос о существовании в Центральном Казахстане нижнедокембрийских толщ, несмотря на имеющиеся древние (2200—2400 до 3270 млн. лет) датировки (Бакиров, Королев, 1974; Зайцев и др., 1974).

Русская платформа. На этой платформе алданский этаж выступает главным образом в виде блоков-островов среди обширных полей складчатых структур киватиния и афебия. Это можно наблюдать на Балтийском и Украинском щитах, а по геофизическим данным и материалам глубокого бурения — и на остальной части платформы. Такое положение блоков в более молодых складчатых поясах, как считает Л. И. Салоп (1973), способствовало сильной тектонической и метаморфической переработке алданских образований.

На Балтийском щите алданский возраст, вероятно, имеют кольская и сопоставляемая с ней беломорская серии мощностью 10—12 тыс. м (Салоп, 1971а, 1973). Они развиты на северо-востоке щита, в пределах Беломорского и Кольского блоков (Полканов, 1939; Шуркин, Шемякин, 1974). Стратиграфия этих серий разработана еще недостаточно.

Беломорская серия в нижней части представлена биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами с подчиненным количеством амфиболовых гнейсов и амфиболитов, в средней — преимущественно амфиболсодержащими гнейсами, амфиболитами и биотитовыми гнейсами, в верхах — гранатсодержащими высокоглиноземистыми гнейсами. Среди высокоглиноземистых пород очень редко встречаются маломощные (до 10—12 м) прослои кальцифиров и мраморизованных известняков (Волотовская, 1960). Беломорская серия относится к полиметаморфическим образованиям, претерпевшим несколько этапов метаморфизма. Наиболее древний из них (по-видимому, не моложе 3000 млн. лет) проявился в гранулитовой фации, реликты минеральных ассоциаций которой присутствуют в центральных частях Беломорского блока. Более молодой (около 2700 млн. лет) метаморфизм достигал амфиболитовой фации повышенного давления (дистеновый тип) (Глебовицкий и др., 1971; Геология и магматизм... , 1974).

Стратиграфия кольской серии хорошо изучена в центральной части Кольского полуострова (Бондаренко, Дагелайский, 1968). В основании разреза здесь залегает довольно однородная толща гранат-биотитовых, биотитовых и силлиманит-гранатовых гнейсов с прослоями кристаллических сланцев основного состава (гиперстен-биотитовых, дупироксен-роговообманковых и др.), амфиболитов и местами магнетитсодержащих пироксеновых (или амфиболовых) сланцев и кварцитов. Среднюю часть серии слагают породы преимущественно основного состава: пироксен-роговообманковые гранатсодержащие или безгранатые сланцы, амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и гиперстен-роговообманковые гнейсы, маломощные прослои амфибол-магнетитовых, гранат-амфибол-магнетитовых и гранат-пироксен-магнетитовых сланцев. Венчается разрез толщей (частично ритмично построенной) высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев: гранатовых, гранат-силлиманитовых, силлиманит-гранат-биотитовых, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых и др.

Ниже кольской серии, мощность которой оценивается в 2,5—3 тыс. м., Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский выделили ультраме-

таморфический комплекс (более 1500 м), включающий гнейсограниты, плагиогранито-гнейсы, чарнокиты и мигматиты. Этот комплекс Л. И. Салоп (1973) рассматривает в качестве гранитизированного аналога пород в основном средней части кольской серии.

Кольская серия по сравнению с беломорской отличается более высокой степенью метаморфизма. Для нее характерна гранулитовая фация промежуточных давлений и фация, переходная от гранулитовой к амфиболитовой (Metamorphic map..., 1973). Беломорская серия преобразована в основном в амфиболитовой фации средних давлений.

Породы гранулитовой фации широко развиты также в Кольской Лапландии («гранулитовый комплекс») и в Финской Лапландии. Они представлены гранулитами кислого и основного состава, возникшими за счет магматических пород основного состава, а также осадочных образований. Основные гранулиты рассматриваются как относительно более древние и сопоставляются с нижней частью кольской и беломорской серий (Салоп, 1973). Однако такая трактовка неоднозначна. Имеются представления как о более древнем, так и о более молодом возрасте гранулитового комплекса по отношению к кольской серии.

Другим участком широкого распространения алданских пород гранулитовой и амфиболитовой фаций на Балтийском щите является западная его часть, занимающая юг Швеции и Норвегии (Салоп, 1971а; Карта тектоники..., 1972; Metamorphic map..., 1973). Здесь развиты примерно те же ассоциации метаморфических пород, что и в других местах распространения алдания, но стратиграфические соотношения между ними изучены весьма слабо. Особенность этой области — сильная мигматизация и гранитизация супракрустальных толщ (Салоп, 1971а).

В центральных районах Балтийского щита в областях широкого распространения среднего докембрия алданский этаж, по-видимому, подвергся интенсивной гранитизации, ремобилизации и повторному метаморфизму в амфиболитовой фации. Наиболее обширные площади таких образований известны в Центральной Карелии и смежных районах Финляндии. Реликтовые участки гранулитовой фации здесь являются уже исключением. К их числу, по-видимому, принадлежит гнейсовый комплекс Южной Финляндии, включающий биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы (обычно мигматизированные), реже силлиманитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, амфиболиты, гиперстенновые и двупироксеновые породы, чарнокиты, иногда кальцифиры (Салоп, 1971а).

На Украинском щите алданский этаж наиболее широко представлен, видимо, в Подольском, Кировоградском и Приазовском блоках, где наблюдается максимальное распространение толщ гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Metamorphic map..., 1973). Однако стратиграфия и увязка разрезов древнейших образований разработаны здесь еще слабо. Некоторые исследователи (Доброхотов, 1967; и др.) вообще не склонны выделять образования алданского хронологического уровня и глубокометаморфизованные породы щита рассматривают как возрастной аналог толщ амфиболитовой и зеленосланцевой фаций киватинского и афебского возраста. Л. И. Салоп (1973), обобщивший данные по глубокому докембрию щита, многие из них относит к древнейшим образованиям континентов. Сюда включаются в первую очередь супракрустальные образования юго-западной части щита (бугская серия), где в низах разреза находятся основные кристаллические сланцы, гиперстен-плагиоклазовые гнейсы, эндербиты и чарнокиты; среднюю часть слагают пироксен-плагиоклазовые сланцы, чередующиеся с биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами; в верхах алданского разреза залегают амфиболовые и пироксеновые плагиогнейсы с пачками и горизонтами мраморов, кальцифиров, гранатовых и силлиманитовых гнейсов и линзами магнетитовых пород.

В других районах щита описывается сходный набор пород с преобладанием тех или других разновидностей. В отдельных участках и особенно в областях широкого проявления ультраметаморфических процессов, образующих обширные поля мигматитов и гранитогнейсов, вероятно, вместо гиперстеновых, двупироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов распространены амфиболиты и различные амфиболосодержащие породы. Мощности алданских образований Украинского щита достигает 8—8,5 тыс. м.

Среди каледонид и герцинид Западной Европы имеются выступы нижнедокембрийских, в том числе, возможно, и алданских, пород, составлявших некогда единое целое с древним докембрием фундамента Русской платформы. Наиболее вероятный представитель алдания здесь — это скаурийский комплекс Льюисской метаморфической ассоциации Гебридских островов и Шотландского нагорья. Комплекс первично метаморфизован в гранулитовой фации, но претерпел многократные этапы метаморфизма и складчатых деформаций (Матвеевская, 1975). В нем распространены преимущественно полосчатые гнейсы кислого и среднего состава, вмещающие пласты и линзы основных и ультраосновных пород. Среди гнейсов различаются гиперстеновые и двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, биотитовые и другие разновидности, а также чарнокиты. Основные и ультраосновные породы представлены пироксеновыми гранулитами, пироксеновыми, пироксен-оливиновыми, пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми породами. Местами встречаются кислые гранулиты, кварциты, высокоглиноземистые породы и прослои карбонатных пород.

В других многочисленных массивах и блоках Западной Европы выходят в основном более молодые комплексы докембрия, хотя не исключено также присутствие диафторированного алдания.

Северо-Американская платформа. Долгое время считалось, что в Северной Америке древнейшими являются зеленокаменные осадочно-вулканогенные образования киватиния и его аналоги. Сравнительно недавно благодаря работам главным образом канадских геологов выяснилось, что существует еще более древний гранитогнейсовый комплекс гранулитовой и амфиболитовой фации метаморфизма, местами несогласно подстилающий киватин или чаще содержащийся в его обломочном материале (Салоп, 1970, 1973; Берзин и др., 1970; Башарин и др., 1976). Особенно детально этот вопрос рассмотрели Л. И. Салоп (1973) и А. К. Башарин с соавторами (Башарин и др., 1976).

Наиболее отчетливо двухъярусное строение нижнего докембрия выступает в древнейших провинциях Канадского щита — Сьюпириор и Слейв. В других районах щита нижний докембрий существенно переработан, в связи с чем выделение алданского этажа на большей части территории Северо-Американской платформы затруднено.

В провинции Слейв разрезы алданского этажа изучены недостаточно. В его составе в одних местах известны только гранитоиды (район оз. Индиан-Маунтин), в других (юго-восточнее Большого Невольничьего озера) наряду с гранитоидами распространены различные гнейсы, сланцы, амфиболиты и мраморы. Гнейсы частично высокоглиноземистые, содержат гранат, кордиерит и силлиманит.

В провинции Черчилл в различных районах к алданскому этажу относятся гранатовые, гранат-силлиманитовые, гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, гиперстеновые амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые сланцы, чарнокиты и железистые породы. Обращает на себя внимание тот факт, что алданский этаж местами практически не содержит гранитов, тогда как они обильно насыщают вышележащий киватинский этаж.

Более обширные выходы алданского этажа на поверхность находятся в восточной части Канадского щита — на востоке провинции

Сьюпириор и на островах Баффинова Земля, Сомерсет, Элсмир и Гренландия. В северо-восточных районах провинции Сьюпириор (субпровинция Унгава) в алданском этаже распространены «слоистые» плагиогнейсы с гиперстеном, диопсидом, роговой обманкой, биотитом и иногда гранатом. Местами на востоке Канадского щита, как и в других районах, отмечаются высокоглиноземистые породы, кальцифиры, реже мраморы.

Своеобразную структурную позицию алданский этаж занимает в Гренвиллском поясе на юго-востоке Канадского щита. Этот пояс по ряду признаков сходен со Становым складчатым поясом: 1) тот и другой расположены в краевой части щита на границе с подвижной областью; 2) в Гренвиллском поясе, как и на Становике, наиболее древние (алданские) образования слагают скорее всего блоки и выступы, окруженные гренвиллской серией, структурная позиция которой близка к становому комплексу; 3) в провинции Гренвилл также устанавливаются следы многократного наложения друг на друга процессов складчатости и метаморфизма.

Толщи, слагающие Гренвиллский пояс, метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Гранулитовые образования считаются самыми древними. Среди них чаще всего распространены гранитогнейсы, роговообманковые, пироксен-роговообманковые и чарнокитовые гнейсы, кислые и основные гранулиты. С чарнокитовыми гнейсами местами ассоциируются двупироксен-роговообманковые гнейсы. В качестве более молодых образований рассматривается собственно гренвиллская серия, метаморфизованная в амфиболитовой фации. Возраст ее не ясен. Различными исследователями она помещается на разные стратиграфические уровни: от архея до среднего или даже верхнего протерозоя. Гренвиллская серия в разных частях пояса построена неодинаково. Не исключено, что она объединяет разновозрастные комплексы. В ней обычно содержатся гнейсы и кристаллические сланцы: биотитовые, пироксеновые, пироксен-роговообманковые, гранатовые, силлиманитовые, иногда графитосодержащие, а также мраморы, кварциты и амфиболиты. Количественные соотношения пород в серии сильно варьируют. Местами две трети разрезов, достигающих мощности 6 тыс. м, составляют мраморы, в других местах их значительно меньше. Пироксеновые и роговообманковые гнейсы тяготеют к низам разреза.

Л. И. Салоп (1973) считает гренвиллскую серию верхним подразделением алдания (архея, по Л. И. Салопу). Нам представляется, что этот вопрос остается еще открытым. Канадскими геологами в составе серии местами описываются вулканогенные породы, конгломераты, эвапориты и другие, которые не могут быть отнесены к алданию. Кроме того, местами доказывается, что при переходе из провинции Сьюпириор в Гренвиллскую толщи киватиния, а в Лабрадорском трогое и афебия превращаются в глубокометаморфизованные образования. В отношении возраста мощных карбонатных и ассоциирующихся с ними пород могут существовать две альтернативные точки зрения — верхнеалданские или афебские накопления.

В Кордильерах Северной Америки алданий установлен в миогеосинклинальной зоне — в Центральных Скалистых горах и особенно полно изучен в горах Бэртут, где распространены гранитизированные и подвергнутые регрессивному метаморфизму породы гранулитовой фации (Шульдинер, 1973; Башарин и др., 1976). В алданский этаж Центральных Скалистых гор входят биотитовые и роговообманковые гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, метаморфизованные ультраосновные породы, местами мраморы, известково-силикатные породы, железистые кварциты, гранатовые, ставролитовые и куммингтонитовые сланцы и др.

В восточной части гор Сан-Габриель, в серии Орила-Ридж, возможно относящейся к алданскому этажу, намечается следующая последовательность: от кварц-полевошпатовых гранулитов (гранатовых, гиперстеновых, диопсидовых, биотитовых и силлиманитовых) через пироксен-плаггиоклазовые гранулиты (диопсид-, двупироксен-, гранат-гиперстен-плаггиоклазовые) к силлиманит-гранатовым гранулитам и, наконец, мраморам. Местами устанавливается, что на древнейший структурный план субширотной ориентировки в послеалданскую эпоху гранитизации был наложен структурный план субмеридионального простираения.

Южно-Американская платформа. Сведения об алданском этаже в Южной Америке из-за сравнительно слабой изученности докембрия этого континента, пожалуй, наименее полны. Тем не менее наличие его можно предполагать на значительных площадях древних щитов и в первую очередь Гвианского.

На Гвианском щите алданский этаж в одних случаях слагает линейные выступы, связанные с зонами разломов (Иматака в Венесуэле, Кануку-Фалаватра в Гайане и Суринаме), в других (Французская Гвиана) выходит в ядра антиклинальных поднятий и гранитогнейсовых куполовидных вздутий (Choubert, 1974; Берзин, 1976).

Алданский выступа Иматака представлен кварц-полевошпатовыми гнейсами, мигматитами, железорудными образованиями, роговообманково- и пироксенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами. Преобладают кислые разновидности пород. Местами в них содержатся орто- и клинопироксены, амфиболы, гранат и силлиманит. Локально распространены чарнокиты и гранулиты. Среди них отмечаются гиперстен-плаггиоклаз-диопсид-роговообманково-биотитовые, гиперстен-диопсид-кварцевые и гиперстен-роговообманково-биотитовые породы. Встречаются пироксенсодержащие гнейсы (иногда с силлиманитом), ассоциирующиеся с кордиерит-биотит-кварц-плаггиоклазовыми гнейсами и амфиболитами. Железорудные образования состоят из гематит- или магнетитсодержащих кварцитов, марганцовистых гранатовых кварцитов и родонит-гранатовых пород, залегающих среди амфиболитов, амфибол-пироксеновых и кварц-полевошпатовых гнейсов и мигматитов.

В выступе Адампада-Фалаватра также распространены глубоко-метаморфизованные толщи, сложенные биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, пироксеновыми и двупироксеновыми гнейсами и гранулитами, а также чарнокитами.

Во Французской Гвиане в алданском этаже развит другой набор метаморфических образований, распространенный в гранитогнейсовых куполовидных поднятиях преимущественно в центральных и южных районах страны. Он практически не содержит гиперстеновых и двупироксеновых пород и состоит из амфиболитов, гранатовых амфиболитов, мигматитов и редких линз силикатно-карбонатных пород. Самыми древними образованиями Гвианского щита Б. Шуберт считает диоритовые гнейсы и амфиболиты, из которых по цирконам получены датировки от 3770 до 4000 ± 130 млн. лет (Choubert, 1974).

Алданский этаж распространен, по-видимому, и в южных районах Гвианского щита, а также на Бразильском щите. На Бразильском щите к нему в первую очередь могут быть отнесены глубокометаморфизованные породы, встречающиеся в кристаллической полосе на отрезке между Рио-де-Жанейро и нижним течением р. Сан-Франсиску и в блоке Гояс центральных районов Бразилии.

Африканская платформа. Здесь алданский этаж распространен практически на всех щитах, где он вместе с метаморфизованными толщами и гранитоидами киватинского возраста входит в состав так называемого «комплекса основания» (Дю Тойт, 1957; Haughton, 1969).

Двухэтажное строение нижнего докембрия отчетливо устанавливается в Сомали-Мозамбикском блоке, а также в Родезийском и Трансваальском массивах, где киватинские образования с резким несогласием залегают на глубокометаморфизованном алданском комплексе и содержат местами гальку пород этого комплекса (Елизарьев и др., 1976). На территории Мозамбика, например, структурные элементы алданского этажа ориентированы в целом меридионально, тогда как киватинские толщи имеют субширотный план деформаций.

Для Сомали-Мозамбикского блока, в частности для территорий Мозамбика, Сомали, востока Кении и других районов, характерно двучленное строение разреза алданского этажа. Внизу обычно залегают биотитовые, амфиболовые, гранатовые, силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, гранулиты, иногда кварциты. В верхах разреза наряду с перечисленными породами, среди которых обычными являются кварциты и силлиманитовые кристаллические сланцы, присутствуют мраморы и кальцифиры.

Карбонатные породы в алданском этаже известны также в Трансваальском и Родезийском массивах, однако их положение в разрезе не совсем ясно. Так, в районе Родезийского массива они установлены главным образом в обрамляющих его складчатых системах.

Алданий Трансваальского массива представлен «древним гнейсовым комплексом», сложенным кинцигитами, куммингтонит-кордиеритовыми, диопсид-плагиоклазовыми и кварц-диопсидовыми гранулитами, амфиболитами, биотитовыми, биотит- и диопсид-роговообманковыми и гранатовыми гнейсами, кварцитами с грюнеритом, гиперстеном и альмандином. Местами отмечаются доломитовые мраморы с графитом, диопсидом, шпинелью и флогопитом.

В Родезийском массиве алданский этаж выходит в центральных его частях среди широко развитых гранитогнейсовых куполов реоморфических пород, а также в складчатых системах, обрамляющих этот массив с севера (складчатая система Замбези), востока (складчатая система Западного Мозамбика) и юга (складчатая система Лимпопо). В складчатой системе Западного Мозамбика распространены слюдяные гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с гранатом, дистеном, силлиманитом и ставролитом, а также амфиболиты и мраморы. В системе Замбези в алданском комплексе присутствуют слюдяные гранатосодержащие гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, реже джеспилиты и кристаллические известняки. Алданий складчатой системы Лимпопо представлен гранитизированными орто- и парапородами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма — гиперстен-полевошпатовыми и гранат-гиперстеновыми гранулитами, кварцитами, железистыми кварцитами, местами чарнокитами. В алданский этаж, возможно, входит также распространенная локально ассоциация пироксен-скаполитовых пород, амфиболитов, роговообманковых гнейсов, доломитовых мраморов, кварцитов и джеспилитов (формация Мессина).

В Центрально-Африканском, Гвинейском и Регибатском блоках вскрываются преимущественно бескарбонатные комплексы алдания, которые частично могут оказаться более молодыми. В первом блоке в алдании выделяются три группы, объединяемые в формацию Западного Нила. Нижняя (гранулитовая) группа сложена гранулитами, эндербитами, чарнокитами, амфиболитами и гранат-дистеновыми кварцитами; средняя — биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, магнетит- и фукситсодержащими кварцитами; верхняя — слюдяными, гранатовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и антофиллитовыми сланцами.

В Гвинейском блоке в строении алданского этажа существенную роль играют высокоглиноземистые породы. Здесь распространены гра-

нат-ставролитовые, андалузитовые, биотит-кордиеритовые, слюдяные сланцы, глиноземистые и куммингтонитовые кварциты, амфиболиты, гранулиты, в подчиненном количестве магнетитовые (в том числе и гиперстеновые) кварциты.

В Регибатском блоке к алданью относится, по-видимому, серия Амсага и ее аналоги. Серия Амсага (мощностью более 12 тыс. м) начинается биотитовыми и гиперстеновыми гнейсами с пластами пироксеновых амфиболитов. Они сменяются гранатсодержащими гранулитами, силлиманитовыми и гранатовыми гнейсами, выше которых залегают амфиболиты, чиполино (силикатные мраморы) и железистые кварциты.

Толщи, сходные по составу и степени метаморфизма с описанными алданскими, имеются также в Нигеро-Ахаггарском блоке, однако они трудно отделимы от киватинских. Метаморфизм этих толщ нередко достигает гранулитовой фации.

Индостанская платформа. На этой платформе алданские толщи входят в состав сложно построенного метаморфического комплекса, описываемого часто как «гнейсы основания», «гнейсы Полуострова», «гнейсы Майсура», «гнейсы Чемпион» и др. Местами доказывается их докиватинский (додарварский) возраст (Лазько, 1966; Салоп, 1966; Моралев, Перфильев, 1972), в других случаях гнейсы рассматриваются в основном как метаморфический аналог киватинских толщ (Srinivasan, Sreenivas, 1972). В. М. Моралев и Ю. С. Перфильев (1972) отмечают, что площади распространения последарварских гнейсов и гранитоидов практически совпадают с областями развития собственно алданского комплекса пород. Следовательно, «гнейсы основания», «гнейсы Полуострова» и аналогичные им образования можно рассматривать в составе алданского этажа, на значительных площадях переработанного более поздними процессами гранитизации и метаморфизма.

Алданский этаж, по мнению В. М. Моралева и Ю. С. Перфильева, имеет сходное строение на значительных площадях Индостанского полуострова и о. Шри-Ланка. Для штатов Мадрас и Майсура они приводят трехчленное строение разреза общей мощностью 6—8 тыс. м. Нижним членом разреза являются биотитовые, пироксеновые и роговообманковые гнейсы с прослоями кварцитов, мраморов и кальцифилов. Местами отмечаются амфиболиты, железистые кварциты и пироксеновые гранулиты. Выше залегает толща преимущественно гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов. В ней содержатся также пироксен-роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы, магнетитовые кварциты, графит- и силлиманитсодержащие гнейсы и кварциты. Разрез венчается толщей биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов.

Со средней частью разреза связана основная масса гиперстеновых гранитов. Верхнее подразделение приведенного разреза, возможно, входит уже в киватинский этаж, так как, по мнению В. М. Моралева и Ю. С. Перфильева, оно структурно связано с дарварскими толщами, а в его основании предполагается несогласие, затушеванное наложенными деформациями и метаморфизмом.

Австралийская платформа. В Австралии алданский этаж достаточно уверенно выделяется на щитах Йилгарн и Пилбара. В других районах не исключается принадлежность глубокометаморфизованных пород к более высоким стратиграфическим подразделениям докембрия (Борукаев, 1976). Большая часть щита Йилгарн, занимающего юго-запад континента, сложена гранитогнейсовым комплексом, представляющим собой в основном ремобилизованный алданский этаж. Кроме гранитов и гранитогнейсов, в него входят гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Среди них преобладают высокоглиноземистые и кислые разновидности, содержащие в разных пропорциях и сочетаниях ставролит, силлиманит, дистен, андалу-

зит, кордиерит, гранат, слюды, кварц, полевые шпаты, иногда графит. Локально развиты метаморфизованные породы основного и ультраосновного состава, представленные гиперстеновыми и двупироксеновыми гранулитами. Они сконцентрированы вдоль западного и южного обрамлений щита Йилгарн, а также в юго-западном его углу. В поясах, обрамляющих щит, пироксеновые гранулиты приурочены к поднятым крыльям разломов (Борукаев, 1976). Для них характерны признаки неоднократного метаморфизма. Ширина поясов обычно не превышает 30—100 км. Наиболее широкий из них (до 280 км), протягивающийся на 1300 км к северо-востоку в Центральную Австралию, расположен в районе разлома Фрейзер.

На щите Пилбара, как и на щите Йилгарн, толщи алданского возраста входят в состав гранитогнейсового комплекса, мощность разреза которого превышает 8—10 тыс. м.

Алданский этаж выходит и на других щитах Австралийской платформы. К нему, вероятно, может быть отнесена часть пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Для последних иногда устанавливается регрессивная природа. Среди возможных алданских образований присутствуют довольно разнообразные метаморфические породы. На щите Аранта, например, широко развиты биотитовые сланцы, гранат-, дистен- и силлиманитсодержащие гнейсы, кварциты, амфиболиты и др.; для щита Голер характерна ассоциация двупироксеновых и амфибол-пироксеновых гранулитов с высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, кварцитами, мраморами и кальцифирами (группа Флиндерс).

Антарктическая платформа. Фундамент платформы, судя по сравнительно небольшим выходам на поверхность, сложен метаморфическими комплексами преимущественно гранулитовой фации метаморфизма (Равич, Каменев, 1972). Для них известны только единичные радиометрические датировки более 2500—3000 млн. лет (Соловьев, Халперн, 1975; Равич, 1975), но тем не менее эти толщи по составу и степени метаморфизма коррелируются с алданскими образованиями других континентов, где изученность докембрия несравненно более высокая.

К собственно алданскому этажу в Антарктиде могут быть отнесены породы гранулитовой фации метаморфизма Земли Эндерби, подразделяемые М. Г. Равичем и Е. Н. Каменевым на три серии. Нижняя серия (серия Рагат) представлена пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами с линзами и прослоями диопсидовых пород и кварцитов; средняя (Кондон) сложена разнообразными высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами с подчиненным количеством пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев; верхняя (Най) состоит главным образом из пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, которые ассоциируются с мраморами, кальцифирами, диопсидовыми породами и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами. Характерна неравномерность метаморфизма, обусловленная наложением на высокотемпературную субфацию гранулитовой фации более низкотемпературных субфаций и фаций, вплоть до амфиболитовой. Типичными являются также ультраметаморфические гранитоиды (эндербиты и чарнокиты), распространенные главным образом в нижней и верхней сериях, содержащих наибольшее количество известково-магнезиальных (пироксен-плагиоклазовых) кристаллических пород. Охарактеризованный тип метаморфических образований распространяется от Земли Эндерби далеко на восток вплоть до Берега Отса.

В несколько другой обстановке находятся метаморфические толщи Земли Королевы Мод, образующие протяженный (более 2500 км) пояс шириной до 120 км. В его пределах наблюдается отчетливое блоковое

строение. В одних блоках распространены породы амфиболитовой фации метаморфизма, в других — полиметаморфические образования, где «парагенезисы гранулитовой фации в значительной степени замещены минералами наложенной амфиболитовой фации» (Равич, Камнев, 1972, с. 14). Полиметаморфические образования пояса Земли Королевы Мод по составу отвечают средней и верхней сериям Земли Эндерби, а породы амфиболитовой фации других блоков считаются образованиями, сформированными в более молодой геосинклинальной системе, в которой полиметаморфические блоки играли роль срединных массивов или антиклинориев. Однако стратиграфических соотношений между обоими типами пород не устанавливается и не исключено, что вместе они образуют единый этаж.

В зонах амфиболитовой фации в одних местах распространены биотит-амфиболовые плагиогнейсы и мигматиты с прослоями мраморов, кальцифиров, кварцитов и амфиболитов, в других — биотитовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы с мощными пачками высокоглиноземистых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. Там, где эти разрезы в зонах амфиболитовой фации встречаются совместно, первый из них определяется как более древний.

Обзор древнейших комплексов континентов показывает, что главная особенность алданских образований — их глубокий метаморфизм. В алдании повсеместно распространены кристаллические толщи гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. По составу они варьируют в широких пределах. Первичная природа этих образований не всегда реставрируется однозначно. Поэтому выделение формаций, как это делается в отношении более молодых и менее метаморфизованных толщ, в алдании практически невозможно. Здесь, по-видимому, более перспективен путь формационного расчленения не исходных, а метаморфизованных толщ. В этом направлении уже достигнуты определенные успехи (Лазько и др., 1968).

В заключение необходимо отметить наиболее общие черты магматизма самого глубокого докембрия.

В алдании устанавливаются метаморфизованные тела основного и ультраосновного состава, часто имеющие пластовую форму. Широко распространены гранитоиды и мигматиты — метаморфические и ультраметаморфические, реже магматогенные. Гранитоиды представлены чарнокитами (нормальными гиперстеновыми гранитами), эндербитами (гиперстеновыми плагиогранитами), диоритами, плагиогранитами, гранитами, аляскитовыми гранитами и др. Масштаб проявления алданских гранитоидов во многих случаях остается неясным в связи с тем, что области распространения древнейших пород часто претерпевают не одну, а несколько эпох гранитизации и ремобилизации. Наиболее ранние граниты при этом утрачивают свои первоначальные характеристики. О формировании в алданское время не только гранулитовых комплексов с чарнокитовыми гранитами, но также и нормальных гранитов, гранодиоритов, диоритов, тоналитов, сиенитов и различных гранитогнейсов свидетельствует присутствие их в гальках конгломератов киватинского возраста. Однако не исключено, что часть этих гранитоидов может оказаться ремобилизованной, близкой по возрасту к толщам, вмещающим эти обломки.

На примере наименее переработанных древнейших участков фундамента докембрийских платформ, таких как Алданский щит и Анабарское поднятие, намечается следующий вертикальный ряд магматических образований алданского времени (Рабкин, 1961; Рабкин, Вишневецкий, 1968; Дзевановский, 1972). Самыми древними считаются доскладчатые и раннескладчатые межпластовые тела и дайки основных и ультраосновных пород, которые в условиях гранулитовой фации превращены в гранулиты, амфиболиты, кристаллические сланцы и со-

ставляют вместе с метаморфическими толщами единые серии. В них иногда сохраняются первичные структурные и текстурные признаки.

Основные и ультраосновные породы сменяются во времени пестрой гаммой пород преимущественно гранитоидного состава, среди которых для алданского этажа характерны разнообразные чарнокиты. Ю. К. Дзевановский в качестве наиболее древних в этой группе пород рассматривает редко встречающиеся согласные тела плагиогранитов, не отмечаемые на Анабарском поднятии. Чарнокиты он считает в общем одновозрастными с мясо-красными биотитовыми, биотит-амфиболовыми гранитами и мигматитами, сформированными во время складчатости и метаморфизма. Другие геологи, изучавшие Анабарское поднятие, пришли к выводу о более раннем образовании чарнокитов по сравнению с остальными гранитоидами и, в частности, с биотит-роговообманковыми гранитами, граносиенитами и гранодиоритами (Рабкин, Вишневикий, 1968). Такую же последовательность отмечают М. Г. Равич и Е. Н. Каменев (1972), обобщившие материалы по чарнокитам Антарктической платформы, а также В. А. Рудник (1972), Ф. П. Митрофанов (1974) и др.

Характерно, что нормальные граниты рассматриваемой группы тяготеют к относительно кислым супракрустальным образованиям, а чарнокиты и эндербиты — к метаморфическим толщам повышенной основности, главным образом к известково-магнезиальным породам. Они известны в фундаментах всех древних платформ, слагают послонные, реже секущие тела разных размеров, иногда в постепенными переходами к вмещающим породам. Эти образования рассматриваются обычно как продукт метаморфизма и гранитизации в условиях гранулитовой фации вмещающих пород повышенной основности. По содержанию темноцветов они варьируют от лейкократовых до меланократовых представителей. Некоторые исследователи к этой же группе относят и более основные разновидности пород, отвечающие по составу гиперстеновым гранодиоритам и диоритам, норитам, габбро, габбро-норитам, анортозитам и пироксенитам (Кузнецов, Дембо, 1961; Дзевановский, 1972). Более поздние гранитоиды рассматриваемой группы, по мнению В. А. Рудника (1972), формировались в обстановке амфиболитовой фации метаморфизма или в условиях, промежуточных между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

Магматический ряд алданского возраста завершается однообразными аляскитовыми гранитами — самыми распространенными на Алданском щите и Анабарском поднятии. Они не зависят от состава вмещающих толщ и имеют с ними интрузивные контакты. На Анабарском поднятии аляскитовые граниты сопровождаются пегматитами с возрастом 3500 ± 500 млн. лет (Рабкин, Вишневикий, 1968).

Особенности складчатой структуры

Складчатая структура алданского этажа чрезвычайно сложна и многообразна. Она характеризуется различной степенью переработки, что определяется структурным положением алданских метаморфических толщ. Участки с полностью сохранившимся первичным тектоническим планом отсутствуют. Даже в наиболее древних областях континентов, входящих в состав фундаментов докембрийских платформ, алданский этаж повторно деформирован и гранитизирован в киватинское, а местами в афебское или более позднее время. Еще больше он переработан по периферии древних платформ и внутри фанерозойских складчатых поясов. Здесь алданские образования слагают тектонические блоки и пластины разной величины и формы, «впаянные» в относительно молодые складчатые пояса. В некоторых блоках отчетливо виден автономный структурный рисунок алданских толщ, и

только по краям блоков он приспособляется к структурному плану складчатого пояса. Однако и эта видимая автономная структура не может рассматриваться в качестве первичной, характеризующей алданский этаж.

Несмотря на длительный процесс преобразования древнейших толщ континентов, на неоднократное наложение друг на друга различных структурных планов, многие исследователи в самых древних супракrustальных комплексах континентов видят своеобразный набор структурных элементов и в первую очередь гранитогнейсовые куполовидные и чашеобразные формы различных размеров. Наиболее «жесткую» в этом отношении позицию сформулировал Л. И. Салоп (1971а, 1973). Алданию, по его мнению, присущ «особый стиль тектоники, резко отличный от стиля всех более молодых докембрийских и фанерозойских образований» (Салоп, 1973, с. 78). Этот стиль определяется наличием гнейсовых складчатых овалов, поперечник которых равен 100—800 км.

Складчатые овалы, по-видимому, нельзя безоговорочно приписывать одному лишь алданскому этажу: во-первых, отсутствуют сколько-нибудь резкие различия между ними и гнейсовыми куполами, сформировавшимися как в раннем докембрии, так и в последующее время. В различных областях распространения гранитизированного докембрия существуют такие формы, которые по размеру образуют непрерывный ряд от куполов до складчатых овалов, причем каждый из них нередко осложняется более мелкими элементами; во-вторых, к формам, сходным со складчатыми овалами в понимании Л. И. Салопа, местами приспособляется структурный рисунок киватинских и даже более молодых образований, что указывает на формирование овалов и в послеалданское время.

Несмотря на замечания в отношении времени образования гранитогнейсовых куполовидных или овальных форм, можно констатировать, что они довольно широко распространены в фундаментах всех докембрийских платформ и в особенности в областях широкого площадного развития образований алданского возраста. Куполовидные формы не являются редкостью даже в сравнительно небольших блоках алданских пород, окруженных киватинскими и более молодыми образованиями или поясами сильно переработанных и структурно переориентированных тех же алданских толщ. В последнем случае купольные формы выглядят как реликтовые, хотя время их образования не обязательно должно быть алданским. Реликтовые куполовидные структуры известны в Становом складчатом поясе, в котором заключены «глыбы» алданских пород, на Балтийском, Канадском, Гвианском щитах, в Австралии и других местах. Специфика гранитогнейсовой купольной тектоники, заключающаяся в территориальном преобладании куполовидных положительных элементов и в меньшем площадном распространении приспособляющихся к ним синклинальных или синклинорных форм нередко очень сложной конфигурации, описана многими геологами (Кулиш, 1964; Грабкин, 1965 а, б; Салоп, 1971 а; Павловский, 1970; и др.). Вместе с тем в некоторых блоках, сложенных породами алданского возраста и, возможно, наиболее древними из них, имеющими преимущественно основной состав, отмечается господство отрицательных овально-кольцевых структур (Глуховский, Павловский, 1973). Образование таких форм, по мнению этих геологов, происходило в стадии, предшествующую гранитогнейсовой купольной тектонике.

Мелкие дислокации, охватывающие алданский этаж, многократно накладываются друг на друга в условиях повышенной пластичности толщ. В результате возникает чрезвычайное многообразие геометрических форм складок, причем многие из них отражают пластическое течение вещества. Простые на первый взгляд складки иногда имеют

весьма сложные формы, возникшие, например, при повторной деформации лежащих изоклинальных складок, при наложении купольного плана дислокаций на участки с первоначальной линейной складчатостью и т. п. Это присуще не только кристаллическим толщам алданского возраста, но и более молодым глубокометаморфизованным образованиям. Итогом таких структурных преобразований нередко бывают складки, которые из-за своей сложности не могут быть названы иначе, как синформы и антиформы. Ориентировка складок, их морфология и положение шарниров часто оказываются весьма неустойчивыми в пространстве. Все это затрудняет восстановление начальных геометрических форм дислокаций «слоистых» толщ алданского возраста. Одни геологи таковыми считают гнейсовые складчатые овалы (Салоп, 1971а), другие — отрицательные кольцевые структуры (Глуховский, Павловский, 1973).

Проведенные в последние годы исследования участков Алданского щита с различными тектоническими планами позволяют существенно уточнить представления, высказывавшиеся ранее как Л. И. Салопом, так и Е. В. Павловским и его соавторами, и в общих чертах наметить последовательность деформаций в алданском комплексе. В качестве реликтов древнейшего структурного плана Р. Ф. Черкасов (1967) рассматривает здесь системы сжатых линейных (прямых, наклонных и опрокинутых) складок, осложненных более мелкими формами. С последующими этапами деформаций, которых в центральной части Алданского щита насчитывается до восьми (Дук и др., 1975), связывается усложнение этих складок.

На первоначальную линейность складчатых деформаций обращают внимание также Р. И. Гришкян (1970), М. З. Глуховский и А. Л. Ставцев (1973), К. О. Кратц и др. (1973), В. Л. Дук и др. (1975). В. Л. Дук, в частности, считает, что образование Нижнетимптонской куполовидной структуры, являющейся, по Л. И. Салопу, типичным представителем гнейсового складчатого овала, последовало за формированием линейных изоклинальных складок. Р. И. Гришкян, признавая первичность линейных складок и вторичность гранитогнейсовых куполов, последним в структуре Алданского щита отводит незначительную роль. Что касается Нижнетимптонской структуры, то он вообще отрицает ее гранитогнейсовую природу.

В алданское время, по данным Р. И. Гришкяна и В. Л. Дука, наряду с преобладающими пластичными деформациями проявляются тектонические формы, обусловленные разломами и перемещением блоков относительно друг друга.

Таким образом, имеющиеся материалы по дислокациям древнейших метаморфических толщ позволяют наметить общую схему последовательности их структурных преобразований. Самые древние формы представляются преимущественно в виде линейных складок. Структурные рисунки, образуемые такими складками, в настоящее время восстановить практически невозможно. Можно допустить, что скупивание складок и следующие за ним процессы массовой гранитизации в соответствующей обстановке приводили к формированию гранитогнейсовых куполовидных форм. В это время наряду с повсеместно распространенной складчатостью начали проявлять себя линейные дислокации, обладающие чертами зон разломов.

Закономерности распространения гранулитового цоколя в современной структуре

Метаморфические образования алданского возраста на континентах размещены неравномерно. По широте и достоверности их распространения могут быть выделены три типа районов, между которыми

нет сколько-нибудь резко выраженных границ: 1) фундаменты древних платформ; 2) складчатые области с повышенной концентрацией раннедокембрийских блоков, примыкающие к древним платформам; 3) складчатые пояса, в которых нижнедокембрийские блоки имеют ограниченное развитие.

В фундаментах древних платформ, как устанавливается в некоторых местах Северо-Американской, Африканской, Индостанской, Австралийской и Сибирской платформ, алданские толщи образуют самостоятельный структурный этаж. Он достаточно определенно выявляется только в тех случаях, когда более молодые (киватинские) образования имеют сравнительно низкую (до зеленосланцевой фации) степень метаморфизма. Между тем в пределах древних платформ слабометаморфизованные толщи киватинского типа по мере приближения к гранитоидным массивам часто переходят в породы амфиболитовой фации метаморфизма — андалузитовые, гранатовые, биотит-силлиманитовые, амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты и др., которые довольно широко распространены также в алдании в виде прогрессивно или регрессивно метаморфизованных образований. Это обстоятельство не позволяет количественно оценить современные площади развития алдания. Можно предполагать, что алданский этаж, в различной степени преобразованный, распространен на большей площади древних платформ, за исключением, быть может, сравнительно узких линейных зон или небольших участков, где развиты эвгеосинклинальные комплексы киватиния или афебия.

К наиболее обширным районам второго типа могут быть отнесены: мезозойская складчатая область Северо-Востока СССР, включающая Охотский, Омолонский, Тайгоносский и, возможно, другие массивы с выходами алданских пород; северо-западное продолжение группы платформенных массивов Китая, охватывающее в основном герцинские и каледонские складчатые сооружения Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Памира; герциниды Западной Европы; складчатая область Аделаида Австралии. В перечисленных районах выходы алданских образований имеются не во всех блоках (срединных массивах). В некоторых из них самыми древними являются киватинские толщи, в основании которых можно предполагать алданий. Таким образом, алданий здесь также широко представлен, но сложенные им блоки, вероятно, часто разобщены трогами, сиалическая кора в которых была сформирована в более позднее время.

Районы этого типа вместе с фундаментами соседних древних платформ можно рассматривать как существовавшие уже в алданское время сиалические плиты или линзы. Таких плит, по-видимому, было несколько. Наиболее крупные «обломки» их, образовавшиеся при последующем дроблении, составляют «ядра» древних платформ.

В районах третьего типа, включающих складчатые пояса с эвгеосинклинальным характером развития, алданские метаморфические образования существенно переработаны или отсутствуют. На больших пространствах сиалическая кора здесь создана позднее.

В последнее время геологи приступили к тектоническому районированию глубокого докембрия. Поэтому большое значение имеет восстановление формационного состава отложений и выявление их мощностей. В определении изменчивости состава алдания наметились две тенденции. Л. И. Салоп видит для этого времени «удивительное сходство строения и последовательности залегания толщ в разрезах даже далеко друг от друга отстоящих районов», и следовательно, «отсутствии сколько-нибудь ясно выраженной фациальной (формационной) зональности» (Салоп, 1973, с. 74, 75). Другие геологи на примере Алданского щита и его обрамлений предпринимая попытки даже детального районирования с выделением сравнительно небольших бло-

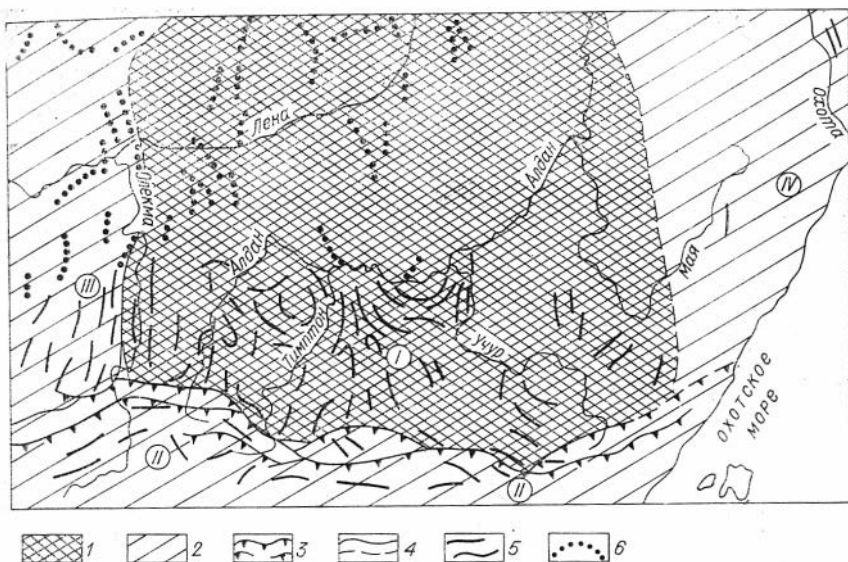


Рис. 8. Схема тектонической зональности алдани в современной структуре юго-восточной части Сибирской платформы.

1 — сиапические блоки; 2 — симатические зоны и пояса; 3 — надвиги и взбросы; 4 — прочие зоны разломов; 5 — основные простирания складчатых структур алдани, 6 — линии магнитных аномалий под платформенным чехлом. I — Алданский блок; II — зона Становика — Джугджура; III — Олекминская зона; IV — Охотская зона.

ков и структурно-формационных зон с различным составом, мощностями и режимом развития (Дзевановский и др., 1970; Фрумкин, 1970, 1971; Кудрявцев, 1973; Глуховский, Ставцев, 1973). Результаты районирования, естественно, зависят от принимаемых корреляционных схем, которых по Алданскому щиту к настоящему времени накопилось довольно много. Не вдаваясь в детали таких сопоставлений, следует подчеркнуть принципиальную возможность существования в алдании тектонических районов, заметно различающихся в формационном отношении. Такой вывод напрашивается при сравнении древнейших комплексов, развитых, с одной стороны, в центральной части Алданского щита, а с другой — в обрамляющем его овальном поясе, охватывающем Олекминскую складчатую зону и зону Становика — Джугджура. Тектоническая дифференциация земной коры уже в алдании подтверждается также данными по метаморфизму Алданского щита и его южного обрамления (Кратц, Глебовицкий, 1973).

В Олекминско-Становом поясе широко развиты мощные метаморфические толщи преимущественно основного состава (курультино-гонамский комплекс), тогда как во внутренних районах щита, наряду с основными породами, существенную роль играют кислые разновидности (алданский комплекс) (рис. 8). В какой мере эти комплексы соответствуют друг другу — определить трудно. Одни исследователи предполагают, что первый из них является древнейшим в докембрии, подстилающим алданский комплекс (Кудрявцев, 1966; Кулиш, 1972; Глуховский, Павловский, 1973; Глуховский, 1975). Согласно другим представлениям, верхняя часть курультино-гонамского комплекса сопоставляется с низами алданского (Смирнов и др., 1970; Кудрявцев, 1973; Глуховский, Ставцев, 1973). Третьи считают, что курультино-гонамский комплекс соответствует средней части алданского комплекса (Мокроусов, 1970; Миронюк и др., 1971; Кратц и др., 1973). Некоторые исследователи разделяют идею, высказанную в 1939 г. Д. С. Коржинским, об общей синхронности разрезов Алдана и Становика (Кориковский, 1964; Салоп, 1973).

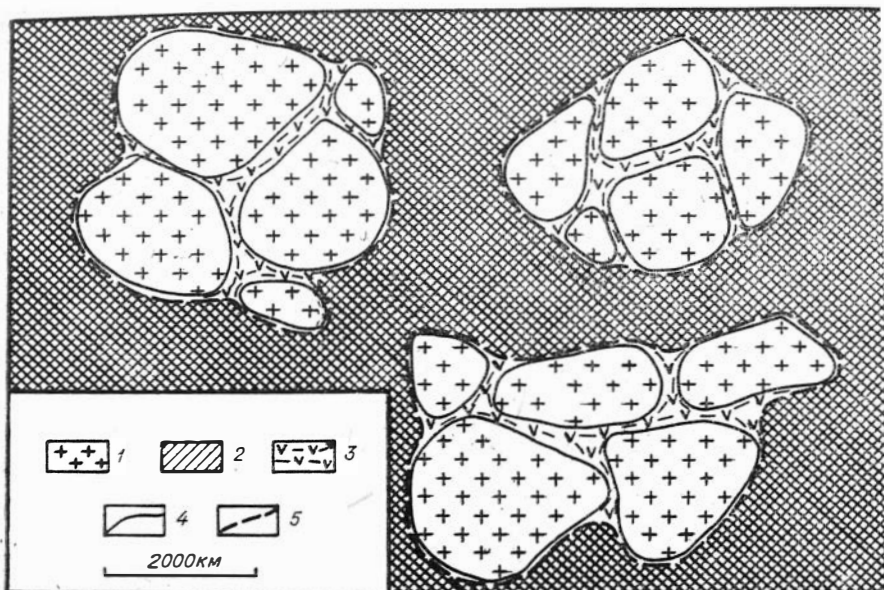


Рис. 9. Гипотетическая палеотектоническая схема алданя.

1 — области существенно сиалического осадконакопления и интенсивной гранитизации (сиалические ядра); 2 — области с преобладающим симатическим осадконакоплением; 3 — зоны сиалического осадконакопления внутри сиалических «плит» (линз); 4 — контуры сиалических «плит»; 5 — контуры сиалических ядер.

В районе Алданского щита выделяются блоки, разрезы которых отличаются друг от друга. Если исходить из представления об отсутствии фациальной изменчивости в алданское время, частные разрезы отдельных блоков, надстраивая друг друга, должны объединяться в единый разрез. Но в этом случае получаются огромные мощности алданя, достигающие более четырех десятков километров. Поэтому алданский этаж логичнее рассматривать с позиций его неоднородности. Эта неоднородность, судя по региональному распространению алданя, обусловлена наличием «симатических» зон, разделяющих более «сиалические» участки. В первых из них разрезы алданя, возможно, полнее и структурно тесно связаны с глубокометаморфизованными толщами киватинского этажа. В таких зонах в верхах алданя весьма широко распространены гнейсово-сланцевые и карбонатные толщи. Зоны часто имеют вытянутую форму, и некоторые геологи описывают их как чарнокитовые пояса (Долгинов и др., 1973). К ним относятся Олекминско-Становой пояс Восточной Сибири, пояса, образующие с юга и запада щит Иилгарн Австралии, пояса восточной окраины Индостанского полуострова, Мозамбикский пояс востока Африки с ответвляющимися от него более мелкими зонами, западная окраина Гвинейско-Либерийского щита, возможно, пояс Земли Королевы Марии Антарктиды, восточное обрамление Западно-Бразильского щита Южной Америки, Гревиллский пояс Канады и др.

Сиалические участки, имеющие изометричную или неправильную форму, занимают площади, выходящие за пределы древних платформ. Они вместе с симатическими зонами, будучи метаморфизованными и гранитизированными, образуют первые сиалические плиты. Эти линейно-зообразные плиты, по-видимому, разделяются обширными областями сходными по строению с внутриплитными симатическими зонами (рис. 9). Становая часть Олекминско-Станового пояса, по всей вероятности, является окраиной такой области, разделявшей Сибирскую и Китайскую плиты.

Киватинский этаж выделяется в рамках изохронных поверхностей 3300 ± 300 — 2600 ± 200 млн. лет. Верхний рубеж его во многих геохронологических шкалах рассматривается как граница между протерозоем и археем. В некоторых странах, на территориях которых развиты образования архея, он не расчленяется на более мелкие стратиграфические подразделения, а в других, в частности в СССР, архей подразделяется на верхний и нижний (Тугаринов, Войткевич, 1966; и др.). В этом случае киватинскому этажу соответствуют отложения верхнего архея, хронологические рубежи которого в этих шкалах часто не соответствуют принятым нами.

Анализ образований киватинского этажа, проведенный при построении карты тектоники докембрия континентов (1972), показал, что на многих континентах они сходны по структурным и вещественным характеристикам, метаморфизму и возрасту. При этом выяснилось, что наиболее полно представлен и изучен киватинско-тимискамингский разрез Южной Канады, который под названием «киватинского» и был принят в качестве эталона хроностратиграфического подразделения (Борукаев и др., 1970). В согласии с этим и этаж назван киватинским.

По своему хроностратиграфическому объему киватинский этаж приблизительно соответствует докембрию «Д» Ю. Шуберта и А. Формюре (1967), докембрию «I» Н. П. Семененко (1970), палеопротозою Л. И. Салопа (1973), позднему архею А. Гудвина (Goodwin, 1974) и соответствующим подразделениям других схем.

Комплексы, слагающие киватинский этаж, широко развиты и хорошо изучены на щитах древних платформ. Присутствуют они также в фундаментах платформ и срединных массивов, в ядрах глубоко эродированных антиклинориев складчатых областей (рис. 10).

В строении киватинского этажа в отличие от алданского, сложенного целиком глубокометаморфизованными образованиями, принимают участие слабо- и неметаморфизованные толщи, распространенные на больших площадях на всех континентах. Слабометаморфизованные толщи обычно объединяются под названием зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов.

Наряду с участками слабометаморфизованных пород значительные пространства выходов киватинского этажа на поверхность заняты глубокометаморфизованными, сильно гранитизированными образованиями. Эти толщи по структурно-вещественным характеристикам не отличаются от образований алданского этажа и их трудно, а порой и невозможно отделить от последних. Обычно они объединяются в пранитогейсовый комплекс.

Такое расчленение киватинского этажа оказалось очень удобным и широко применяется при «грубом» районировании на многих материках. Будем придерживаться его и мы.

Осадочно-вулканогенные комплексы

Многочисленные зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы занимают значительные территории древних щитов. Здесь укажем только те, которые являются типовыми для отдельных щитов или их частей (провинций).

Рассматриваемые комплексы сложены довольно ограниченным набором формаций. Среди них наиболее широко распространены спилито-кератофировая, флишоидная, аспидная, джеспилитовая и меньше — молассовая, фалаховая, порфирировая и практически отсутствует карбостромовая.

Перечисленные формации по составу и строению в принципе сходны с таковыми более молодых докембрийских и фанерозойских этажей, хотя в деталях иногда несколько отличаются от последних. Особенно специфичны некоторые черты спилито-кератофировой формации. Местами в ней появляется значительное количество стратиформных и секущих тел ультрабазитового и габброидного состава. В этом случае формация приобретает сходство с офиолитовой ассоциацией. Некоторые авторы именно так ее и трактуют (Glikson, 1970; и др.), хотя в ней отсутствует характерная для офиолитов вертикальная последовательность толщ, в ее состав не входят кремнисто-карбонатные осадочные образования, а присутствуют нехарактерные для офиолитовых серий обломочные породы грауваккового состава.

Специфические черты терригенных формаций киватинского этажа — слабая зрелость и сортированность входящих в них пород, резкое преобладание граувакковых разновидностей в разрезе. По вещественному составу практически близки флишоидная, аспидная и даже молассовая суперформации. Первая отличается от второй четким ритмическим строением, а последняя от двух первых — присутствием грубообломочных пород, в том числе конгломератов и осадочных брекчий. Подчиненное значение в терригенных формациях имеют породы с высоким содержанием кварца.

Следует отметить слабую изученность формаций киватинского этажа. В этом направлении сделаны только первые попытки (Новикова, 1975; Glikson, 1970; Anhaeusser, 1973; и др.).

Вертикальные формационные ряды киватинского этажа довольно однообразны. Все они относятся к геосинклинальному типу и по основным характеристикам постоянны на всех щитах.

Для киватинского этажа при современном состоянии его изученности нельзя оценить роль горизонтальных смещений (надвигов, шарьяжей и т. д.) в строении разрезов. Не исключена возможность, что в некоторых случаях соотношение формаций обусловлено надвиговой тектоникой и не отвечает их первичной седиментационной последовательности. А. С. Новикова (1975, с. 10) отмечает, что «породам чешуйчатых форм не свойственны закономерно наслоенные стратиграфические разрезы». В большинстве работ, посвященных структуре киватинских образований, обосновывается нормальная стратиграфическая последовательность в разрезах, но исключить возможное проявление чешуйчатой структуры нельзя. Поэтому, последовательность в приводимых ниже рядах, возможно, будет уточнена при более детальном изучении.

Тематические и крупномасштабные геологосъемочные работы по отдельным районам Канады, Африки, Австралии и другим местам показали, что для отложенных киватинского этажа характерно исключительно сложное и изменчивое сочетание фаций. Это чешуйчато-линзовые толщи, в которых выдержанные по составу и мощностям слои встречаются редко. Многие исследователи отмечают разнообразие частных стратиграфических колонок. Например, для некоторых разрезов южных районов Канады указывается почти полное отсутствие вулканогенных образований. В расположенных рядом разрезах резко преобладают вулканы, образуя совместно с осадочными породами полициклично построенные ряды (Stockwell *et al.*, 1970). Эти особенности строения киватинских комплексов отмечаются и на щитах других материков (Glikson, 1970; Srinivasan, Sreenivas, 1972; и др.). В обобщенном виде строение киватинских осадочно-вулканогенных комплексов остается довольно постоянным.

Ниже приводятся три обобщенных разреза, которые можно считать наиболее характерными.

Формационный разрез *свазилендского* типа установлен в Австралии и южной части Африки. В Австралии он наиболее изучен в системе синформ Калгурли-Норсмен и Кулгарди-Норсмен щита Ийлгарн (Glikson, 1970), а в Африке — в Трансваальском, Родезийском, Тангань-

иском массивах и в прилегающих к ним районах (Хаин, 1971; Елизарьев, Рошкован, 1973; Martin, 1969; Anhaeusser e. a.; 1969; Naughton, 1969; Anhaeusser, 1973; и др.).

В основании разреза выделяется мощная (от 6 до 15 тыс. м) спилито-кератофировая формация (системы Кулгарди, Онвервахт, Себавий, Додома), сложенная лавами основного и среднего состава, стратиформными серпентинитами, пироксенитами, габброидами, норитами, долеритами и анортозитами. В подчиненном количестве присутствуют кварц-полевошпатовые порфиры, вероятно, интрузивного происхождения, а также песчаники, аргиллиты, сланцы, известняки и железосодержащие породы. Петрографические и геохимические исследования позволяют предполагать прямое родство между ультраосновными и основными породами. Они образуют единый ряд, заканчивающийся местами средними или даже кислыми разностями. Количество кислых разностей, как и прослоев осадочных и пирокластических пород и лав толеитового состава, увеличивается вверх по разрезу.

Местами внутри вулканогенных образований намечаются серии с отчетливой ритмичностью. Ритмы начинаются толеитовыми базальтами и через дациты и риолиты заканчиваются железистыми породами.

Выше спилито-кератофировой формации залегает сложно построенная толща (до 6 тыс. м) терригенных отложений, состоящая из алевролитов, филлитов, граувакк, тонкозернистых туфов, джеспилитов (формации Браун-Лейкс, Блэк-Флаг, системы Фиг-Три, Булавайо, Ньянза и др.). Нижние, а иногда и верхние ее горизонты насыщены линзами и прослоями вулканитов, по составу сходных с таковыми подстилающей спилито-кератофировой формации. В отдельных местах четкая ритмичность в переслаивании и детали строения ритмов позволяют рассматривать алевролито-песчаниковые толщи в качестве флишевой суперформации (Фролов, 1973). Однако чаще ритмичность выражена неясно, в разрезе присутствуют породы (брекчии, туфы, конгломераты, джеспилиты и др.), нехарактерные для флиша, и толщу, как представляется, правильнее рассматривать в качестве аспидной суперформации.

Значительное место в составе этой толщи принадлежит формации железистых кварцитов (джеспилитовой). В разрезе она, как правило, располагается при переходе от кислых вулканогенных пород к осадочным и представляет собой пакеты с невыдержанными по мощности слоями железистых кварцитов, алевролитов, песчаников, туфогенных пород и вулканических брекчий (Трендэлл, 1972; Брандт, 1972). Местами обломочные формации по простиранию замещаются порфировой (формации Биндули в Австралии, Шунгези в Африке).

Во всех стратотипических районах, кроме Трансваальского щита, описываемый ряд заканчивается толщей (от 2 до 3,5 тыс. м) обломочных пород (слои Каррауанг, Модис, Шамва, Кавирондий и др.), представленной преимущественно песчаниками, но содержащей линзы и слои конгломератов, иногда валунных брекчий, галечных граувакк, грифов с редкими пластами амигдалоидных лав и кварцитов. Толщу можно рассматривать как молассовую суперформацию. Для нее характерен незрелый состав пород, широкое проявление косой слоистости и наличие красноцветных пород. В некоторых районах в составе суперформации намечается грубая цикличность (Anhaeusser, 1973). Обычно цикл начинается маломощными базальными конгломератами и через ритмы и субграувакки заканчивается сланцами.

В Трансваальском массиве выше молассы залегает маломощная (от нескольких десятков до 200 м) порфировая формация (система Доминион-Риф и ее аналоги). Низы ее сложены грубозернистыми породами кварцевого и кварц-полевошпатового состава; в средней части присутствует небольшое количество андезитовых амигдалоидных лав;

верхи представлены риолитами и кварцевыми порфирами. Местами трехчленная вертикальная последовательность уступает место незакономерному переслаиванию терригенных и вулканогенных компонентов разреза. Отложения порфировой формации несогласно залегают на неровной поверхности гранитогнейсового комплекса и несогласно перекрываются слоями афебского этажа. Формация занимает ограниченные площади и по своему тектоническому положению отвечает, по видимому, поздней вулканогенной молассе межгорных прогибов. По существу она представляет собой новый слабоскладчатый комплекс, отличный от зеленокаменного. Но его выделение в качестве самостоятельного в принятых масштабах исследования нецелесообразно, так как аналогов его на других материках и в других районах Африки пока не обнаружено.

Таким образом, для разреза свазилендского типа характерны завершенность, огромные мощности (до 20 тыс. м и более), обилие (до 30%) стратиформных магматических тел ультраосновного состава, присутствие пачек джеспилитов и почти полное отсутствие карбонатных пород.

Южноканадский тип наиболее изучен в разрезе провинции Сьюпириор Канадского щита (Салоп, 1970, 1973; Ажгирей, 1974; Лазько, 1974; Goodwin, Ridler, 1970; Stokwell e. a., 1970; Goodwin e. a., 1972; и др.). В его основании локально (преимущественно в западных районах провинции Сьюпириор) и несогласно на древних гранитоидах залегают маломощные фалаховая (600—700 м) и карбостромовая (около 500 м) формации. К фалаховой формации мы относим конгломераты, гравелиты и песчаники аркозового состава, составляющие самые низы серии Стип-Рок, к карбостромовой — доломиты, залегающие выше.

На этих формациях с перерывом и на гранитогнейсовых образованиях алданского этажа с несогласием залегают спилито-кератофировая формация (4—7,5 тыс. м., местами до 12 тыс. м). Она сложена (низы группы Киватин, группы Малартик, Блэк-Ривер и их аналоги) основными, средними и кислыми лавами, пирокластическими породами и туфами с прослоями осадочных, преимущественно терригенных пород. В подчиненном количестве присутствуют стратиформные ультраосновные образования — дуниты, перидотиты, анортозиты.

Спилито-кератофировую формацию согласно сменяет сложно построенная ассоциация (до 7,5 тыс. м) терригенных формаций (верхи группы Киватин, группы Кевагама, Кадиллак, Тимискаминг и их аналоги). Она почти целиком сложена алевролитами и граувакками, во многих местах ритмично переслаивающимися между собой. В виде прослоев, пачек или крупных линз присутствуют кварцевые песчаники, джеспилиты, конгломераты. В некоторых местах отмечены постепенные переходы между спилито-кератофировой и терригенными формациями. В этом случае в низах терригенной толщи имеются иногда довольно мощные потоки лав андезито-базальтового состава. Характер строения и набор пород позволяют рассматривать терригенные образования как ассоциацию аспидной, флишоидной суперформаций и джеспилитовой формации. В верхней части этой ассоциации резко возрастает количество обломочных отложений, а местами (трог Тимискаминг) появляются кислые эффузивы и их туфы. Эта часть толщи, несомненно, отвечает молассовой суперформации.

Таким образом, южноканадский формационный ряд в общих чертах похож на свазилендский. Отличия заключаются в присутствии в основании ряда местами фалаховой и карбостромовой формаций, в несколько меньших мощностях (до 15—17 тыс. м) и количествах, а местами и в полном отсутствии стратиформных ультраосновных пород среди вулканитов спилито-кератофировой формации.

С южноканадским формационным рядом очень сходен разрез системы Дарвар, развитый в Южной Индии. Эта система обычно описы-

ваются как трехчленная: нижняя часть вулканогенная, а две верхних — осадочные (Моралев, Перфильев, 1972, 1974б; Салоп, 1973; Долгинов и др., 1973). Однако в работе, специально посвященной исследованию Дарварской системы, Р. Сринивасан и Б. Сринивас (Srinivasan, Sreepivas, 1972) обстоятельно обосновывают деление Дарвара на пять серий, ранее предложенное Б. Радхакришна (Radhakrishna, 1967). В этой интерпретации разрез системы Дарвар выглядит следующим образом (снизу вверх): а) спилито-кератофировая формация (серия Бабабудан) — вулканиты основного состава, с телами стратиформных ультрабазитов и слоями осадочных пород в верхней части; б) толща (серия Донгуни) терригенных осадочных формаций с обилием пачек джеспилитов; в) спилито-кератофировая формация (серия Грей-Трапп) — андезиты, базальты с пиллоу и массивными текстурами, кислые вулканиты; г) толща (серия Ранибеннур) терригенных формаций — граувакки, алевролиты, глинистые сланцы, джеспилиты; д) молассовая суперформация (серия Дандели-Сула) — грубозернистые терригенные красноцветные образования. Такая последовательность, видимо, представляет собой частный разрез. Частные разрезы аналогичного строения известны и в Южной Канаде, на что обращалось внимание выше.

К сожалению, не удалось найти детальных описаний разрезов серий, их взаимоотношений друг с другом, областей распространения и других, необходимых для анализа, характеристик. Отсутствуют в литературе и какие-либо упоминания о мощностях как отдельных серий, так и системы Дарвар в целом. Следовательно, сопоставление Дарвара с южноканадским разрезом, которое проводится многими авторами на основании литологического сходства, следует считать условным. Необходимо отметить и некоторые отличия между формационными рядами Южной Индии и Южной Канады — в основании первого не отмечаются отложения фалаховой и карбостромовой формаций.

Североканадский тип разреза наилучшим образом представлен в провинции Слейв Канадского щита супергруппой Йеллоунайф (Vaagar, 1966; McGlynn, Henderson, 1970, 1972; Stockwell e. a., 1970; и др.).

В основании его местами залегает маломощная (около 200 м) толща гнейсов и кристаллических сланцев преимущественно биотит-кварц-полевошпатового состава (Ross, 1962; Heywood, Davidson, 1969), представляющая, по-видимому, метаморфизованную фалаховую формацию. Выше залегает спилито-кератофировая формация (от 300 м до 12 тыс. м), сложенная в основном базальтовыми и андезитовыми лавами, пирокластическими породами основного состава, лавами кислого состава, включая дациты, трахиандезиты, кварцевые трахиандезиты и их туфы. Более основные вулканиты, как правило, располагаются в низах разреза формации и характеризуются массивными или пиллоу структурами. Стратиформные тела ультрабазитов практически отсутствуют.

Вышележащая толща осадочных формаций (от 600 м до 5 тыс. м) сложена преимущественно граувакками и аргиллитами, ритмично переслаивающимися между собой, крупными линзами конгломератов и пачками туфогенных песчаников и кварцитов. Линзы конгломератов (до 400 м) и прослои туфогенных песчаников тяготеют к зоне перехода от вулканитов к алевролито-граувакковой толще. Кварциты по разрезу расположены незакономерно. В целом толща представляет собой ассоциацию взаимосвязанных аспидной и флишоидной суперформаций. В провинции Слейв пока неизвестны джеспилитовая и карбостромовая формации.

Североканадский тип разреза в формационном отношении не закончен, так как в нем отсутствуют молассы; он не содержит карбонатных и железистых пород.

Наиболее близок к североканадскому типу ряд верхнеархейских образований Алданского щита. Здесь к киватинию могут быть отнесены борсалинская, олондинская, субганская серии и их эквиваленты (Миرونюк и др., 1971; Миرونюк, 1972; Глуховский, Ставцев, 1973; Конкин и др., 1975; и др.), объединяемые некоторыми исследователями в сахаборский комплекс (Нужнов и др., 1968). В современной структуре эти образования выполняют разные по размерам трогии. Последовательность элементов толщ определяется неоднозначно. Тем не менее большинство исследователей полагают, что низы комплекса (мощностью от 500 м до 3,5 км, а возможно, и более) сложены образованиями спилито-кератофировой формации, а верхи (1—1,5 тыс. м) представляют сочетание терригенных формаций с локальным появлением дже-спилитовой.

На Балтийском щите, вслед за Л. И. Салопом (1970, 1971, 1973), к киватинскому этажу нами отнесены вулканогенно-осадочные толщи, представленные парандовской и гимольской сериями Карелии, кейв и тундровой сериями Кольского полуострова. Аналоги этих отложений широко распространены и в остальной части Балтийского щита, хотя отделить их от вышележащих толщ во многих случаях затруднительно (Салоп, 1973).

На Украинском щите киватинский этаж представлен конкско-верховцевской серией (Доброхотов, 1967а, б; Каляев, 1973; Салоп, 1973; и др.). В нижней ее части залегают эффузивы основного состава с пачками железистых кварцитов, в верхней (более 2 тыс. м) — кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые полосчатые сланцы, безрудные кварциты с прослоями кислых и средних эффузивов и железистых кварцитов. Киватинские толщи Балтийского и Украинского щитов тесно связаны с афебскими образованиями. Поэтому их формационная характеристика будет дана при описании афебского этажа.

Неясен пока вопрос о наличии вулканогенно-осадочных образований киватинского этажа в Южной Америке. Возможно, что к их числу относится группа Иматака и ее аналоги, похоже по наборам пород. Вероятнее, однако, что эти толщи древнее киватинских. Очень сходны с киватинскими разрезами системы Каричапо, Пастора, Мазаруни, Парамака и др.

Гранитогнейсовый комплекс

Несмотря на то, что гранитогнейсовый комплекс слагает больше половины территории древних щитов (от 60 до 80%) и почти целиком выступы в складчатых поясах, изученность его крайне низка и неравномерна. Это объясняется, вероятно, меньшим экономическим значением гранитогнейсового комплекса по сравнению с зеленокаменным, содержащим крупные запасы железа, золота, урана и многих других полезных ископаемых.

Гранитогнейсовый комплекс — понятие собирательное. В него включаются разнообразные по первичному составу, происхождению и возрасту породы, претерпевшие значительный метаморфизм, мигматизацию и складчатую переработку.

Л. Д. Айрис и И. Ф. Ирмановикс, обобщив материалы по Канадскому щиту, к этому комплексу относят «крупные синкинематические, мезональные до катазональных батолитовые комплексы, которые содержат в себе преимущественно гранитогнейсы неясного происхождения и пространственного распространения, но содержащие компоненты (как орто-, так и парагнейсов» (Coodwin e. a., 1972, p. 575). С. Г. Хоутон, анализируя геологическое строение юга Африки, замечает, что, «хотя на геологической карте показаны в одном цвете обширные районы гранитных пород... эти районы включают в себя различного возраста и различного генезиса формации» (Haughton, 1969, p. 32). На террито-

рии Советского Союза эти образования объединяются некоторыми авторами в группу ультраметагенных формаций (Шуркин, Митрофанов, 1968; Раннедокембрийские... , 1975). Почти не изучены породы этого комплекса в Южной Америке, Индии, Китае, Австралии и Антарктиде.

На всех континентах гранитогнейсовый комплекс составляет «раму» для зеленокаменных осадочно-вулканогенных отложений и может быть условно подразделен на три группы формаций — плагиогранитов, мигматит-гранитогнейсов и гнейсов.

Группа формаций плагиогранитов, по-видимому, широко распространена на древних щитах и составляет значительную часть гранитогнейсового комплекса. Примерами этой формации на Канадском щите могут служить крупные батолиты провинций Унгава, Абитиб, Слейв, на Гвианском — «гвианские граниты», в Южной Африке — гранитоиды Каап-Веллей и их аналоги, в Индии — Сингбумские и Клоселетские граниты, на Балтийском щите — граниты, прорывающие парандовскую серию и ее аналоги, на Алданском — гранитоиды Чародаканского комплекса и др.

Формации плагиогранитов сложены преимущественно биотитовыми плагиогранитами, микроклин-плагиоклазовыми гранитами, рогово-обманково-биотитовыми плагиограно-диоритами, кварцевыми диоритами. Тела, сложенные породами этой группы формаций, обладают, как правило, в центре массивной, а по краям гнейсовой структурами. Ориентировки по гнейсоватости подчинены обычно ориентировкам слоев в близлежащих зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщах. Образование этой группы наиболее близко к габбро-плагиогранитной (раннескладчатой) формации по классификации К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1968).

Группа формаций мигматит-гранитогнейсов слагает, вероятно, большую часть гранитогнейсового комплекса. В эту группу формаций мы включаем толщи гнейсов и кристаллических сланцев, интенсивно «пропитанных» гранитным материалом. Во многих случаях гнейсовые толщи залегают в гранитоидах в виде шлиров, линз, прослоев и скопленений неправильной формы и разного размера. Гнейсы обычно принадлежат к амфиболитовой или гранулитовой фации метаморфизма. Преобладают высокоглиноземистые и кислые разности, но нередко присутствуют основные и даже ультраосновные. Значительные затруднения вызывает вопрос о возрасте гнейсов. Радиометрические определения отражают возраст гранитизации и реоморфизма, хотя исходные породы могут быть более древними. По валовому составу породы комплекса отвечают гранодиоритам. В целом, он наиболее близок к сложному комплексу ультраметагенных и интрузивных гранодиоритов, плагиогранитов, мигматитов, метасоматических мигматит-гранитов и интрузивных плагио-микроклиновых гранитов по классификации К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1968).

Группа гнейсовых формаций по сравнению с формациями плагиогранитов и мигматит-гранитогнейсов менее распространена. Она сложена разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Формации этой группы располагаются по периферии зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов и в большинстве случаев являются их метаморфическими эквивалентами (Coodwin e. a., 1972). Состав гнейсов изменяется от кислого до основного.

Все вышеописанные формационные ряды и слагаемые ими комплексы, несомненно, геосинклинальные. Формации платформенного типа в этаже неизвестны.

Отложения всех комплексов, слагающих киватинский этаж, интенсивно дислоцированы. Сложность пликативной структуры определяется многократной, часто перекрестной складчатостью.

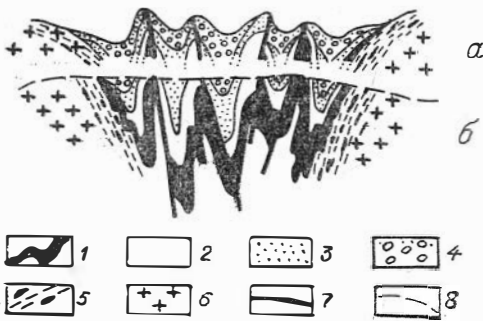


Рис. 11. Схематический профиль через зеленокаменный прогиб (по Anhaeusser, 1971). Спидито-кератофировая формация: 1 — преимущественно ультраосновные породы; 2 — основные и кислые породы. Группа терригенных формаций: 3 — аспидная, флишевая; 4 — молассовая; 5 — краевые части зеленокаменного прогиба, ассимилированные гранитоидами; 6 — гранитоидный комплекс; 7 — разрывы; 8 — современная поверхность (а — эродированная часть зеленокаменного прогиба, б — сохранившаяся от эрозии часть зеленокаменного прогиба).

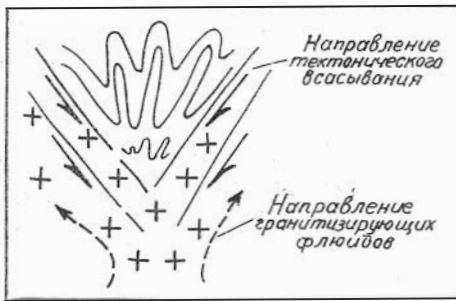


Рис. 12. Схема, поясняющая гипотезу «обращенной» (перевернутой) крыши (по Г. Д. Ажгирею, 1974).

этими комплексами геосинклинального типа. Нескладчатые комплексы в этаже неизвестны.

Тектонические районы

Пангеосинклинальный складчатый киватинский этаж характеризуется внутренней тектонической неоднородностью. Она выражается в существовании синформ, выполненных преимущественно зеленокаменными осадочно-вулканогенными комплексами, и антиформ, сложенных гранитоидными комплексами. Эти элементы являются составными частями более крупных тектонических областей.

Среди тектонических областей отчетливо намечаются три типа — Слейв, Сьюпириор и Трансваальский. Отнесение конкретной территории к одному из указанных типов зависит от количественных соотношений как между осадочными и магматическими образованиями, так и между ультрабазитовыми и всеми остальными типами вулканогенных пород.

На территории Канадского щита (Geological map..., 1969) зеленокаменные комплексы выполняют отдельные небольших размеров синформы, располагающиеся, по образному выражению У. Логана, в «море» гранитоидов. Одни из этих синформ характеризуются полным или почти полным отсутствием вулканогенных формаций, а другие, наоборот, почти полным отсутствием осадочных толщ. Как правило, частные синформы первого и второго классов закономерно чередуются

Наиболее сложные дислокации отмечаются в тонкослоистых, преимущественно сланцевых толщах. Слои таких толщ (серия Фиг-Три, верхи супергруппы Йеллоунайф и другие) собраны в изоклинальные, часто опрокинутые складки. Менее дислоцированы толщи, в разрезах которых преобладают лавовые потоки, пластовые тела и грубозернистые обломочные породы. В них наряду с линейными складками присутствуют складки брахиформного типа. Особенно слабо складчатость проявлена в отложениях системы Доминион-Риф, что подтверждает отнесение их к поздней молассе межгорных прогибов.

В разрезе складки чаще всего образуют раскрывающийся к поверхности складчатый веер, обрамленный реоморфическими гранитами (рис. 11). Генетическая трактовка такого веера, основанная на предположении о наличии зон всасывания, расположенных в осевых частях синклиналей, дана Г. Д. Ажгиреем (1974) на основе представлений о «перевернутой крыше» (рис. 12).

Таким образом, киватинский этаж целиком сложен складчатыми комплексами геосинклинального типа. Нескладчатые комплексы в этаже неизвестны.

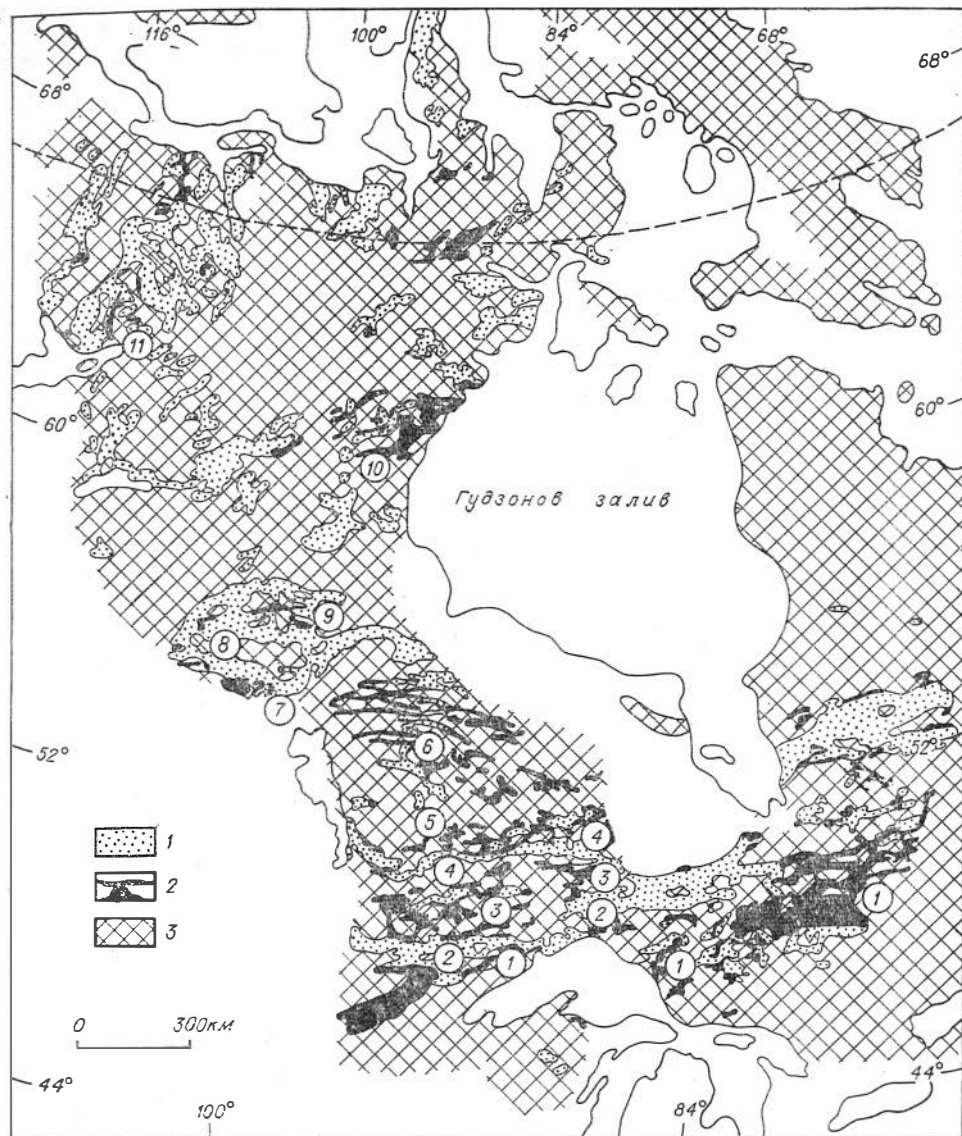


Рис. 13. Схема распространения вулканогенных и осадочных поясов на Канадском щите (по: Geological map of Canada, 1969; Stockwell e. a., 1970; Goodwin e. a., 1972; Goodwin, 1974).

Выходы на поверхность пород: 1, 2 — зеленокаменного комплекса: 1 — вулканогенных, 2 — осадочных; 3 — гранитогнейсового комплекса. Складчатые пояса (цифры в кружках): 1 — Абитиб-Вава, 2 — Куэтико, 3 — Киватин (Вабигун), 4 — Инглиш-Ривер, 5 — Учи, 6 — Виндиго, 7 — Амиск (Флин-Флон), 8 — Киссеью, 9 — Ла-Ронг (Линн-Лейк), 10 — Ранкин-Инлет, 11 — Йеллоунайф.

между собой, разделяясь, кроме того, районами распространения гранитогнейсового комплекса. Но на отдельных территориях наблюдается «скопление» частных синформ преимущественно осадочного или преимущественно вулканогенного выполнения (рис. 13). В Канаде они получили название «богатых осадками» и «богатых вулканитами» поясов (Goodwin e. a., 1972; Goodwin, 1974).

Наиболее хорошо изученным примером «осадочной» зоны можно считать «пояс» Йеллоунайф, расположенный в провинции Слейв Канадского щита (по этой провинции и назван один из тектонотипов областей). «Пояс» Йеллоунайф на 80—85% сложен осадочными и на 15—20% вулканогенными образованиями (McGlynn, Henderson, 1972).

К этому же типу относятся «пояса» Киссенью, Куэтико и другие, развитые в провинциях Черчилл и Сьюпириор (Stockwell e. a., 1970; Goodwin e. a., 1970; Goodwin, 1974).

Иллюстрацией «вулканогенной» зоны является «пояс» Абитиби-Вава, формационный разрез которого описан в качестве типового. Здесь соотношение вулканогенных и осадочных пород почти обратное «поясу» Йеллоунайф: 75—80% вулканитов и 20—25% осадочных формаций. Заметим, что зоны, для которых осуществлялись указанные подсчеты, по форме, размерам, внутренней структуре и мощностям выполняющего их комплекса приблизительно соизмеримы. Количественные соотношения различных типов вулканических пород внутри вулканогенных формаций остаются приблизительно одинаковыми как в «осадочных», так и в «вулканогенных» зонах: «базальт : андезит : дацит : риолит = 57 : 30 : 10 : 3» (Goodwin, 1974, с. 991).

Данных, на основании которых можно было бы вывести закономерность, определяющую связь между «осадочными» и «вулканогенными» зонами, сейчас явно недостаточно. На Канадском щите, где эти «пояса» более или менее четко определены, наблюдается следующая картина (см. рис. 13). Отдельные «осадочные» (Йеллоунайф, Киссенью, Ист-Мейн) и «вулканогенные» (Ранкин-Инлет) зоны целиком располагаются в гранитогнейсовых полях. На юге провинции Сьюпириор как будто намечается система из чередующихся зон (с севера на юг): Учи («вулканогенная») — Инглиш-Ривер («осадочная») — Киватинская (Вабигун) («вулканогенная») — Куэтико («осадочная») — Абитиби-Вава («вулканогенная»). Севернее и южнее этой системы располагаются крупные массивы гранитогнейсового комплекса. Более узкие, соединенные иногда перемычками, гранитогнейсовые зоны располагаются и внутри намеченной системы, разделяя «осадочные» и «вулканогенные» зоны. Таким образом, зоны разного выполнения могут чередоваться, а могут быть территориально и не связанными.

Более отчетливо на Канадском щите намечается другая закономерность: с севера на юг возрастает количество вулканогенных пород, достигая, как отмечает А. Гудвин, максимума в самом южном «поясе» — Абитиби-Вава. Существуют предположения и о том, что в этом же направлении несколько удревняется возраст зеленокаменных зон (Goodwin, 1974). Известно, что южнее пояса Абитиби-Вава, в Миннесоте, располагаются алданские гнейсы Мортон с возрастом 3550—3600 млн. лет.

Приведенные данные по Канадскому щиту показывают, что в его пределах существовали две отличающиеся друг от друга тектонические области: Слейв, в пределах которой широко распространены как отдельные синформы, так и целые зоны, выполненные преимущественно «осадочным» (североканадским) типом разреза, и Сьюпириор, в которой преобладают синформы, сложенные «вулканогенным» (южноканадским) типом разреза. Границы между этими областями условны и проходят, по-видимому, в пределах наиболее широких гранитогнейсовых зон. При сравнении с тектоническими районами более поздних этажей области типа Слейв напоминают миогеосинклинали, а области типа Сьюпириор — эвгеосинклинали.

К сожалению, с этих позиций зеленокаменные комплексы других континентов почти не изучены, хотя, видимо, «осадочные» и «вулканогенные» зоны характерны и для других щитов. Так, в Австралии, например, давно выделяются зоны преимущественного распространения «белокаменных» и «зеленокаменных» пород. Территориальная локализация осадочных и вулканогенных отложений указывается и для юга Индии (Srinivasan, Sreenivas, 1972).

Третий тип тектонических областей — Трансваальский — выделен на примере юга Африки и Западной Австралии, где развиты структурно-вещественные комплексы свазилендского типа.

Выше отмечалось, что киватинские геосинклинальные складчатые области отличаются не только соотношениями осадочных и вулканогенных пород, но и разным характером вулканизма. Для сравнения с двумя предыдущими типами областей приведем обобщенные данные о соотношении осадочных и вулканогенных пород и усредненную характеристику магматических образований Барбертонской синформы Трансваальского массива Африки (Anhaeusser, 1973). В синформе Барбертон осадочные толщи составляют около 30%, а вулканогенные — около 70%. Среди вулканогенных пород около 28% ультраосновных, 40% основных, 20% средних и 12% кислых разновидностей. Судя по этим данным, в тектонических областях Трансваальского типа соотношение между осадочными и вулканогенными формациями уменьшается, по сравнению с областями типа Сьюпириор, и резко увеличивается количество ультраосновных пород при сходных общих пропорциях между кислыми и основными разновидностями.

Таким образом, в киватинском «пангеосинклинальном» складчатом этаже, вероятно, существовал своеобразный ряд тектонических областей, крайними членами которого являлись, с одной стороны, области с почти полным отсутствием вулканизма (Слейв), а с другой — с широчайшим развитием ультрабазитового вулканизма (Трансваальский). Между ними в ряду располагаются тектонические области, в которых широко проявлен основной вулканизм, но почти отсутствует ультрабазитовый (Сьюпириор).

Анализируя строение тектонических областей, целесообразно рассмотреть вопрос о наличии в них, наряду с зеленокаменными прогибами, структурных элементов типа срединных массивов или кратонов.

В районах с широким распространением зеленокаменных осадочно-вулканогенных образований (Канада, юг Африки, Индия и др.) существуют выступы пород алданского этажа, имеющие стратиграфические взаимоотношения с киватинским этажом (Стип-Рок, Индиан-Маунтин и др.). Эти выступы имеют обычно овальную форму, невелики по размерам и отвечают, несомненно, ядрам глубоко эродированных антиклинальных форм. Что касается крупных по размерам массивов, сложных комплексов алданского этажа, то они в этих районах не доказаны, хотя наличие их (Унгава, юго-западная часть щита Ийлгарн и др.) предполагается многими исследователями (Салоп, 1973; Goodwin, 1974; и др.).

В районах с широким развитием в современной структуре алданских комплексов (Алданский, Бразильский и другие щиты) киватинские зеленокаменные образования выполняют узкие и малочисленные, ограниченные разломами трогои (Конкин и др., 1975). Не исключена возможность, что эти «трогои» являлись остатками обширных геосинклинальных прогибов, существовавших на этих территориях в киватинское время и уничтоженных денудацией в последующие геологические эпохи. В этом случае крупные по размерам выступы алданского этажа рассматривать как палеоструктуры типа срединных массивов или кратонов неправомерно.

Таким образом, в настоящее время отсутствуют прямые доказательства о существовании в киватинском этаже крупных жестких массивов, но существует ряд косвенных.

Многочисленные исследования литологии осадочных толщ киватинского этажа, имеющиеся почти по всем материкам, определения направлений сноса песчаного и галечного материала и изучение петрографического состава галек и валунов показывают, что большая часть терригенного материала представляет собой продукты разрушения вулканогенных образований основного и среднего состава (граувакковый тип седиментации). Меньшая его часть является продуктом разрушения вулканитов кислого состава и различных гранитогнейсовых толщ, в том числе и гранулитов (кварц-полевошпатовый тип седиментации). Этот

тип осадконакопления можно связать с разрушением крупных сиалических блоков.

Между тем закономерности пространственного распространения кислого субаэрального вулканизма, линз конгломератов и шельфовых железорудных формаций показывают, что источники терригенного материала обычно находятся в областях современного развития гранито-гнейсовых комплексов, и следовательно, глубоко переработаны наложенными процессами гранитизации, метаморфизма и складчатости.

В настоящее время форма и размеры положительных структурных элементов в киватинском этаже не установлены. Пока не будут решены эти вопросы и не будет решена «проблема характера и состава пород» (Ажгирей, 1974, с. 186) в пределах этих элементов, тектоническая природа их останется невыясненной.

Структурные рисунки

Выше было показано, что киватинский складчатый геосинклинальный этаж состоит из тектонических областей трех типов. Их соотношения и закономерности пространственного размещения не ясны, тем более, что для анализа могли быть использованы только ограниченные участки — щиты древних платформ. На остальной территории континентов само существование киватинских образований проблематично. Сле-

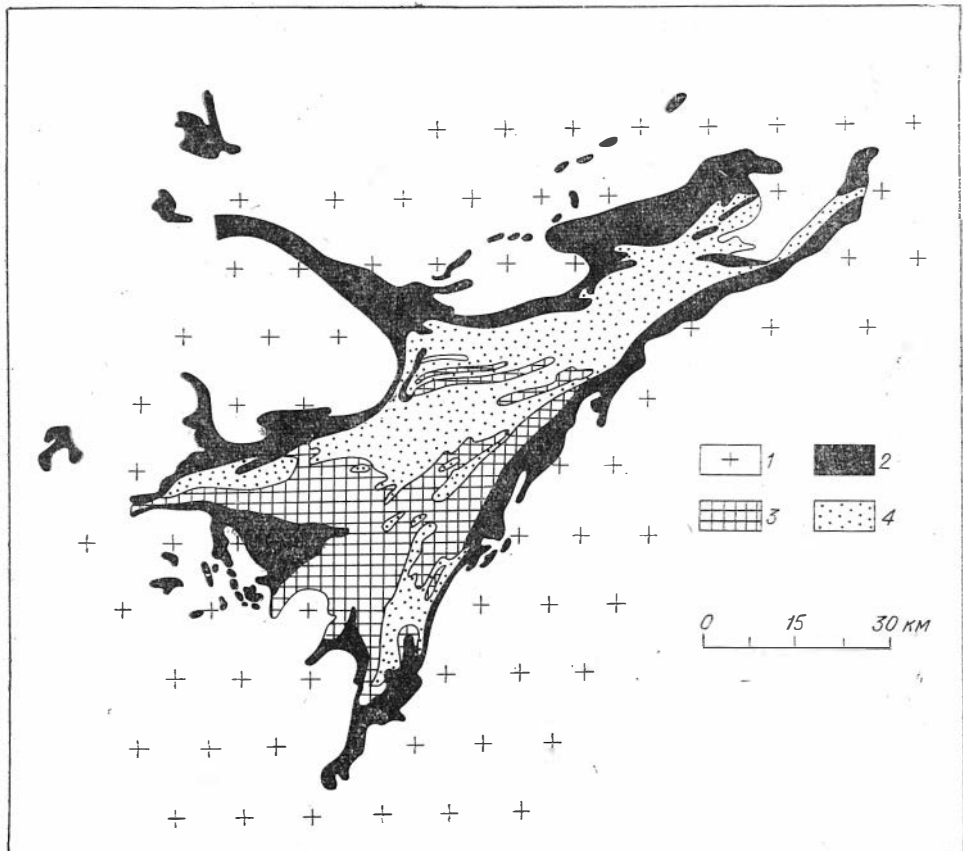


Рис. 14. Барбертонский зеленокаменный прогиб, Южная Африка (по R. and M. Viljoen, 1971).

1 — гранито-гнейсовый комплекс, 2—4 — зеленокаменный комплекс: 2, 3 — группа Онвервайт: 2 — преимущественно основные и ультраосновные породы, 3 — основные и кислые вулканы; 4 — группы Фиг-Три и Модис нерасчлененные, преимущественно осадочные породы.

довательно, установить глобальный структурный план киватинского этажа невозможно.

Более определенно можно трактовать структурные рисунки, характерные для тектонических областей, хотя и здесь восстановить первичное расположение прогибов и поднятий, а также их формы и размеры затруднительно. Объясняется это неопределенностью палеоструктурных границ между поднятиями и зеленокаменными прогибами.

Примеры, описанные на Канадском щите, щите Ийлгарн в Австралии и во многих других регионах, свидетельствуют, что соотношения между антиформами, в пределах которых располагаются поднятия, и синформами затушеваны метаморфизмом и интенсивной магматизацией. Отсюда следует, что хотя области поднятий и располагались в пределах гранитогнейсовых антиформ, их форма и размеры не всегда совпадали. Несомненно, что зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы, занимали гораздо большие площади, чем в современной структуре. Другими словами, синформы, выполненные этими образованиями, могут быть своеобразными «ксенолитами» более крупных геосинклиналей.

Трудность тектонических реконструкций связана и с последующими деформациями структурного плана.

В современной структуре синформы исключительно разнообразны в плане. Они имеют форму дуг, извилистых и прямых линий, петель и т. д. В центре синформы, как правило, располагаются осадочные отложения, а по краям — вулканогенные. Классическим примером можно считать Барбертонскую синформу Трансваальского массива, плановый рисунок которой приведен во многих публикациях (рис. 14). Изучая синформы в «вулканогенном поясе» Абитиби-Вава на Канадском щите, некоторые исследователи приходят к выводу, что первоначально они представляли собой почти идеально круглые вулкано-плутонические структуры, интенсивно деформированные в конце киватиния или в более позднее время (Goodwin, 1967; Goodwin, Ridler, 1970).

Структурный план тектонических областей с самых общих позиций определяется сочетанием элементов, сложенных гранитогнейсовыми и зеленокаменными комплексами. В современной структуре он образует сложный прихотливый рисунок (рис. 15, 16), обусловленный формой и ориентировкой в плане синформ, а также их положением среди гранитогнейсовых полей.

В первом приближении представлялось, что рисунки структуры киватинского этажа, как и алданского (см. выше), обусловлены процессами реоморфизма. Но более детальные исследования показали, что в гранито-купольной структуре, составляющей основу киватинского этажа, проступают черты линейной структуры. Это позволило разделить тектонические области на два класса — с упорядоченными и неупорядоченными структурными рисунками.

Черты рисунка первого типа особенно проявились на Канадском щите, поэтому назовем его *канадским*. Здесь территориально разобщенные отдельные зеленокаменные синформы образуют зоны («пояса»), разделенные зонами («поясами») гранитогнейсовых комплексов. В пределах зеленокаменных «поясов» отдельные синформы, как правило, удлинены и располагаются либо кулисообразно относительно друг друга, либо группируются в субпараллельные системы. Таких поясов в пределах западных и юго-западных провинций Канадского щита выделено более десяти (см. рис. 13). Их выделение возможно также в восточных районах провинции Черчилл, в провинциях Найн, Гренвилл и в Гренландии, хотя киватинские образования в них еще изучены недостаточно. Менее отчетливо такие «пояса» проступают в структуре Австралийского, Индостанского и Украинского щитов.

Ориентировка в пространстве элементов упорядоченного рисунка разнообразна. На Канадском щите она составляет веер, раскрытый к

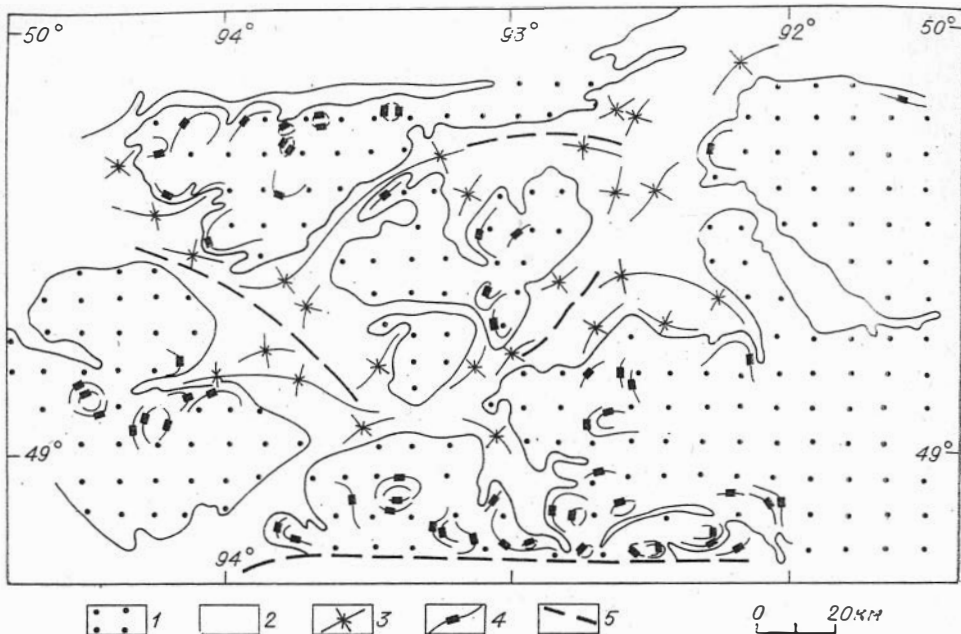


Рис. 15. Структурный рисунок киваттинского этажа в северо-западном Онтарио, Канада (по Goodwin e. a, 1972).

Структурно-вещественные комплексы: 1 — гранитогнейсовый, 2 — зеленокаменный осадочно-вулканогенный, 3 — ориентировка осей синформ, 4 — простирания полосчатости и гнейсоватости в гранитогнейсовом комплексе, 5 — разрывы.

северо-востоку; в провинции Сьюпириор гранитогнейсовые и зеленокаменные «пояса» вытянуты в широтном направлении; в провинции Черчилл они ориентированы к северо-востоку, а в провинции Слейв — в меридиональном направлении. В Индин зеленокаменные «пояса» ориентированы почти строго в направлении северо-запад — юго-восток, а на Украинском щите — с севера на юг.

В тектонических областях с упорядоченным рисунком синформы выполнены формационными рядами южно- и североканадского типов при отсутствии или резко подчиненном значении в них ультрабазитов.

Другой тип структурного рисунка, *родезийский*, характерен для южной половины Африки. От канадского он отличается прежде всего незаконномерным расположением отдельных территориально разобщенных синформ, выполненных зеленокаменными комплексами. Форма и размеры индивидуальных синформ в принципе остаются такими же, как и на Канадском щите, но хаотичность размещения в гранитогнейсовой массе не позволяет объединять их в «пояса». В целом тип родезийского структурного плана определяется неупорядоченным расположением отдельных элементов.

Отметим, что синформы, входящие в тектонические области с родезийским типом структурного рисунка, характеризуются свазилендским ультрагеосинклинальным типом формационного ряда.

Особенности строения тектонических областей киваттинского этажа — разные количественные соотношения между осадочными и вулканогенными образованиями, резко увеличенное количество ультрабазитов в одних и пониженное или полное отсутствие таковых в других, упорядоченность или неупорядоченность в расположении синформ, выполненных зеленокаменными толщами, и другие — обусловлены, по-видимому, разной толщиной и разным вещественным составом земной коры в киваттинское время.

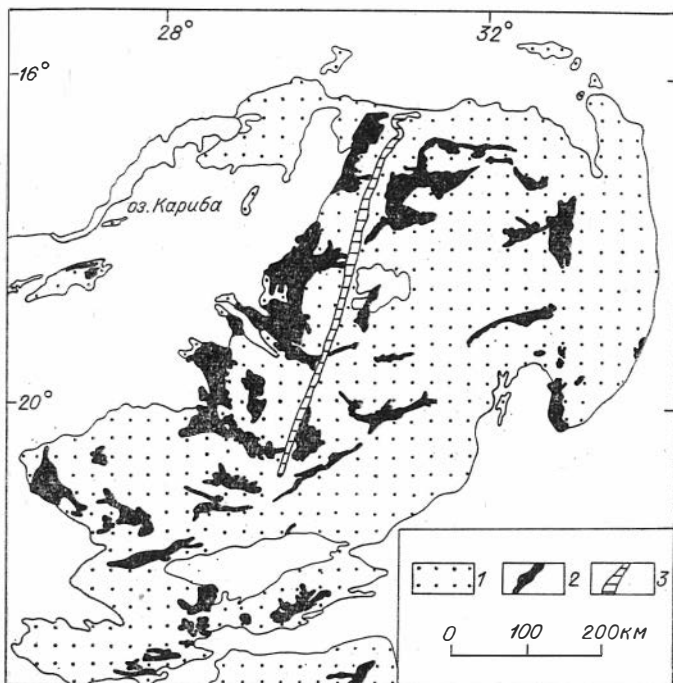


Рис. 16. Структурный рисунок киватинского этажа Родзийского массива. Южная Америка (по Naughton, 1969).

Структурно-вещественные комплексы: 1 — гранитогнейсовый; 2 — зеленокаменный осадочно-вулканогенный; 3 — Великая Дайка.

Взаимоотношения со структурой основания

Современный структурный план киватинского этажа сложился в результате многократных процессов метаморфизма, гранитизации и складчатости, проявившихся с разной силой в киватинскую или более поздние геологические эпохи. Эти процессы привели к искажению, а местами и к полному преобразованию первичных взаимоотношений киватинского этажа с толщами основания. Особенно сильно стратиграфические и структурные взаимоотношения были нарушены и преобразованы гранитно-купольной тектоникой и процессами реоморфизма. В результате этого до последнего времени были неясны возрастные взаимоотношения между гранитогнейсовыми и зеленокаменными толщами даже в хорошо изученных областях (Канадский, Балтийский, Алданский и другие щиты). Киватинские образования или включались (при сильно проявленном метаморфизме) в алданские, или сопоставлялись (при слабо проявленном метаморфизме) с вышележащими афебскими. Поэтому на одних щитах (Индостанский) гранитогнейсовые комплексы относились к архею, а зеленокаменные — к протерозою, а на других (Канадский) предполагались обратные соотношения. Отсюда межрегиональные и межконтинентальные корреляции неоднозначны.

Разноречивыми, как правило, оказывались и радиометрические датировки, получаемые из гранитоидовых и зеленокаменных комплексов. Иногда из «рвущих» гранитоидов получали датировки более древние, чем из «прорываемых» зеленокаменных толщ. Поэтому некоторые исследователи вообще отрицали существование гранито-метаморфического слоя под зеленокаменными толщами.

Результаты многочисленных исследований, проведенных за последние полтора десятка лет, показывают, что под зеленокаменными толщами во многих местах существует более древний фундамент. Там, где до

стоверно установлено налегание зеленокаменного осадочно-вулканогенного комплекса на алданские гнейсы и граниты, между ними отмечается структурное несогласие (Goodwin, 1974; McGlynn, Henderson, 1972). В некоторых районах, например, на Алданском щите, наблюдается несоответствие в пространственной ориентировке пучков складок киватинского этажа системам складок алданского этажа (Петров, 1976).

Благодаря детальному структурному анализу в гранитогнейсовых толщах устанавливаются несоответствия алданских и киватинских простираций. Выяснено, например, что на Родезийском массиве Южной Африки в алданских гнейсах простираения строго меридиональные, а в киватинских — северо-восточные (Anhaeusser, 1973; Wilson, 1973). Кроме того, накопление радиометрических датировок, полученных разными методами из, казалось бы, однородных гранитогнейсовых комплексов, показывает их неоднородность и неоднородность.

Многие исследователи (Stockwell e. a., 1970; Goodwin e. a., 1972) докембрия Канадского щита приходят сейчас к выводу, что так называемые лаврентьевские граниты, по существу, объединяют два разнородных и разновозрастных комплекса. Один из них, собственно лаврентьевский, отвечает кенорской эпохе диастрофизма, а другой — более древней, проявившейся около 3300—3500 млн. лет тому назад.

О существовании фундамента под геосинклинальными образованиями киватиния свидетельствует и наличие в основании некоторых формационных рядов фалаховых формаций, которые, по мнению Б. М. Келлера (1973в), формируются в понижениях рельефа за счет разрушения соседних высоко поднятых блоков. Как правило, в этих случаях четко устанавливается гранитогнейсовое докиватинское основание (Стип-Рок, Индиан-Маунтин и др.). Кроме того, породы основания и отложения киватинского этажа различаются по степени метаморфизма.

Приведенные данные свидетельствуют, что под отложениями киватинского этажа существовали, однако вряд ли повсеместно, осадочно-вулканогенные толщи, составлявшие его фундамент. Структурный план этого фундамента, судя по анализу квазилинейных рисунков, принципиально отличался от киватинского.

Общая характеристика структуры

Киватинский этаж представляет собой складчатое сооружение, сформировавшееся на месте «пангеосинклинали». Об этом свидетельствуют отсутствие в этаже нескладчатых и платформенных комплексов и широкое проявление ультрабазитового, базитового (инициального) и гранитоидного магматизма. Для этажа характерна относительная структурная однородность, так как в нем нет крупных жестких блоков типа платформ (кратонов). В то же время формационная неоднородность позволяет выделить внутри «складчатой пангеосинклинальной» области по крайней мере три типа тектонических районов — Слейв, Сьюпириор и Трансваальский.

Тектонические районы типа Слейв характеризуются преимущественным развитием осадочных, главным образом обломочных, формаций, выполняющих синформы. Эти тектонические области имеют некоторое сходство с миогеосинклиналями более поздних геологических эпох.

В тектонических районах типа Сьюпириор широко развиты вулканогенные, главным образом андезито-базальтовые, образования, составляющие спилито-кератофировую формацию огромной мощности. В более поздних геологических эпохах этому типу тектонических областей ближе всего соответствуют эвгеосинклинали.

Тектонические районы Трансваальского типа характеризуются не только широким развитием вулканогенных образований, но и широким распространением стратиформных ультрабазитов и базитов. Тектони-

ческие области такого типа, по-видимому, отсутствуют в более высоких этажах. Им могут соответствовать ультрагеосинклинальные линейной формы трогн с развитыми в них офиолитовыми ассоциациями.

Большую часть площади тектонических областей всех типов составляют гранитогнейсовые комплексы. В их пределах расположены синформы разных размеров и пространственной ориентировки, выполненные осадочно-вулканогенным зеленокаменным комплексом. Их сочетание определяют два типа структурных планов в тектонических областях — канадский и родезийский.

Структурному плану канадского типа присуща линейность, хотя и слабо выраженная. Линейность определяется квазиупорядоченной концентрацией в некоторых зонах синформ, расположенных или кулисно друг к другу, или образующих цепочки. Ориентировка таких структурно-формационных зон («поясов») в этаже достаточно разнообразна. В областях с канадским типом структурного плана слабее проявлены элементы купольной тектоники.

Структурный план родезийского типа определяется бессистемным расположением синформ, выполненных зеленокаменными образованиями, среди гранитогнейсовых комплексов. В целом для областей с этим типом рисунка характерно широкое проявление гранитно-купольных структур. Это говорит в пользу того, что областям такого типа присуща большая степень унаследованности от алданского этапа развития.

Таким образом, в киватинском этаже выделяется своеобразный ряд тектонических областей между «осадочными» геосинклиналями и эвгеосинклиналями. В отношении наличия (или отсутствия) жестких массивов (типа срединных) в настоящее время ясности нет. В некоторых областях гомологами таких массивов являются крупные батолиты и реоморфические поднятия.

АФЕБСКИЙ ЭТАЖ

Этаж выделяется в рамках изохронных поверхностей 2600 ± 200 млн. лет и 1750 ± 100 млн. лет. Первая из этих поверхностей во многих геохронологических шкалах докембрия разграничивает архей и протерозой. Именно с ней связывают «главное» предгуронское несогласие стратотипической для этих подразделений области Канадского щита. Складчатость, предшествующая формированию несогласия, именуется кенорской. Вторая изохронная поверхность примерно отвечает времени проявления гудзонской (карельской) складчатости. М. А. Семихатов (1974), следуя практике двучленного разделения протерозоя североамериканскими геологами с обособлением среднего и верхнего докембрия, предлагает выделять в охарактеризованных границах крупное подразделение геохронологической шкалы — афебий (термин К. Х. Стоквелла). В соответствии с этой рекомендацией мы будем именовать этаж афебским. В существующих геохронологических шкалах ему приблизительно отвечают афебий канадских геологов (Stockwell e. a., 1970), система Наллагайн австралийских геологов (Браун и др., 1970), ранний и средний протерозой шкалы Комиссии АН СССР 1964 г., докембрий С Африки (Шуберт, Фор-Мюре, 1967), мезопротозой и ранний неопротозой Л. И. Салопа (1973) и т. п.

Структурно-вещественные комплексы

Структурно-вещественные комплексы афебского этажа более дифференцированы, чем таковые киватинского этажа. Помимо геосинклинальных складчатых комплексов довольно широко развиты геосинклинальные нескладчатые, а в верхней части этажа появляются комплексы, которые могут рассматриваться как платформенные.

Среди формаций, входящих в состав афебских комплексов, распространены спилито-кератофировая, молассовые, флишоидная, аспидная, фалаховая, порфиоровая и др. Некоторые из них в принципе неотличимы от формаций других этажей докембрия и фанерозоя. Это относится в первую очередь к вулканогенным толщам. Однако отдельные формации имеют специфические черты, заслуживающие упоминания.

Весьма характерным членом афебского этажа является *джеспилитовая* формация. Она встречается и в других этажах докембрия, но наиболее полно представлена именно в афебском, являясь типоморфным членом геосинклинальных комплексов. Формация хорошо изучена (Марков, 1959; Формозова, 1971; Геология и генезис..., 1973; и др.), так как с ней связано до 70% мировых запасов железных руд (Сидоренко, 1963). Детальные литологические исследования позволяют выделить до 7 типов этой формации (Формозова, 1971).

Очень широко развита в афебских комплексах *фалаховая* формация (Келлер, 1973), которая встречалась в ограниченных масштабах и в киватинском этаже. Б. М. Келлер, выделивший эту формацию, подробно охарактеризовал ее отличия от молассовых формаций, с которыми она иногда ассоциируется и часто смешивается. Определяя тектоническое положение формации, он отметил ее преимущественную приуроченность к авлакогенам, платформенным впадинам и миогеосинклиналям. Следовательно, фалаховая формация не типоморфна. Области сноса для кварцевых и аркозовых высокочрезрелых фалаховых песчаников являются обширные внутripлатформенные поднятия. Как правило, формация приурочена к нижней и верхней частям комплексов, знаменуя собой специфические тектонические эпизоды — оживление внутripлатформенных поднятий и дифференциацию областей осадконакопления.

К афебскому этажу приурочены наиболее древние представители *спарагмитовой* формации (ледниковой молассы) — тиллиты Гауганда Канадского щита и Грикватаун Трансваальского массива. Как и фалаховая, эта формация не типоморфна, но имеет большое значение для стратиграфии и палеогеографических построений.

Терригенные формации афебия в значительной мере отличны от одноименных формаций фанерозоя, что обусловлено преобладанием кварца в составе зернистых пород. Прослои кварцевых песчаников, часто состоящих из хорошо окатанных зерен, встречаются в *граувакковой* формации и играют большую роль в *терригенной флишоидной*. Терригенная флишоидная формация имеет элементы ритмичности, а ее зернистые члены — элементы градационной слоистости. Однако общий характер чередования пластов и соотношения компонентов, как и преимущественно кварцевый состав песчаников, не позволяют отождествлять ее с флишевой суперформацией палеозоя. Карбонатные породы, практически отсутствующие в киватинском этаже, в афебии образуют иногда довольно мощные пачки, которые могут рассматриваться в качестве *карбостромовой* (Келлер, 1973) формации. Среди карбонатов преобладают доломиты.

Среди интрузивных комплексов афебия особого упоминания заслуживают дифференцированные расслоенные тела (типа лополита Бушвельд), формации анортозитов и субвулканических гранитов. Формация субвулканических гранитов тесно связана с вулканогенной молассой. К рубежу афебского и вышележащего рифейского этажа приурочены некоторые массивы гранитов — рапакиви.

Вертикальные формационные ряды (формационные этажи) афебия чрезвычайно разнообразны. В особенности это относится к геосинклинальным рядам, разделение которых даже на эв- и миогеосинклинальные подчас затруднено. В связи с этим рассмотрим некоторые характерные ряды формаций в типовых областях распространения афебия. При этом будем проводить типизацию формационных рядов по таким характеристикам, как полнота ряда (на основе сравнения с эталонны-

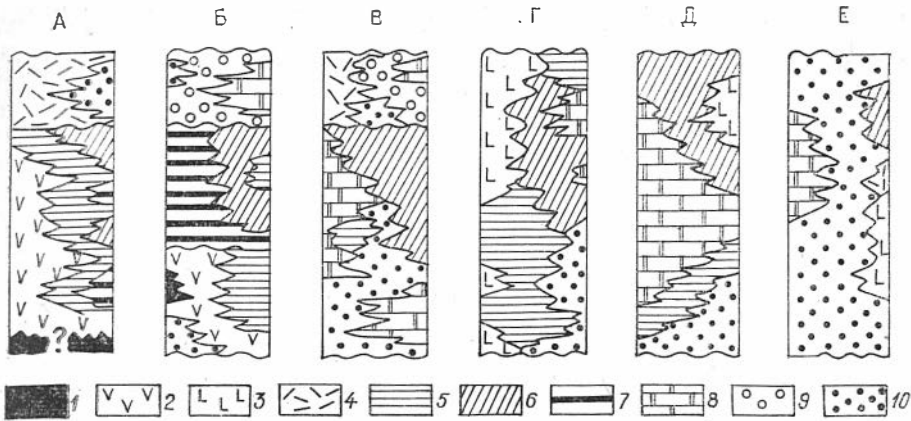


Рис. 17. Типы афебских формационных рядов.

Формации и суперформации: 1 — гипербазитовая; 2 — спилито-кератофировая; 3 — базальтовая; 4 — порфировая; 5 — граувакковая и аспидная (сланцевая); 6 — терригенная флишонная; 7 — джеспилитовая; 8 — карбостромовая; 9 — молассовая; 10 — фалаховая. Типы рядов: *эвгеосинклинальных*: А — свекофеннский, Б — криворожский; *миогеосинклинальных*: В — австралийский, Г — канадский первого подтипа, Д — канадский второго подтипа, Е — платформенный.

ми), степень его дифференцированности, насыщенность вулканическим материалом и тип последнего и т. п. (рис. 17).

Следует отметить, что при подобной типизации в некоторые формационные ряды приходится включать толщи, принадлежащие смежным хронологическим этажам, с тем чтобы соблюсти вещественное единство комплексов. В тексте сделаны соответствующие оговорки, а вопросы возрастного объема комплексов, не учитывающегося при типизации, будут рассмотрены далее. Напомним также, что при типизации формационных рядов не учитывается и степень дислоцированности пластов.

Необходимо остановиться еще на одном важном обстоятельстве. Устанавливая вертикальную последовательность толщ в некотором районе, не всегда можно оценить роль крупных горизонтальных смещений (растяжения сляпической коры, шарьяжеобразования), которые существенно влияют на строение формационных рядов. А. Толлманн (Tollmann, 1972) ввел специальное понятие «псевдосерины» для вертикальных рядов, возникающих в ходе шарьяжеобразования. Не исключено, что некоторые из характерных ниже формационных рядов являются «псевдорядами». В частности, офиолитовые или спилито-кератофировые ассоциации не всегда имеют «дно» (кристаллическое основание), хотя в возрастной последовательности района им могут предшествовать осадочные формации, перекрывающие кристаллическое основание в сляпических блоках.

Геосинклинальные формационные ряды характерны для комплексов, распространенных в фундаментах древних платформ, но иногда залегающих и в основании чехла.

Типовой *свекофеннский* ряд получил название от одноименной складчатой области Балтийского щита. Свекофеннский комплекс первоначально разделялся на две части — глубокометаморфизованный свионий и слабометаморфизованный ботний, которым придавался стратиграфический смысл. Однако в последнее время скандинавские геологи склонны рассматривать эти толщи как латеральные аналоги, метаморфизованные в разной степени. Существование досвекофенских пород (древнее 2100? — 2600 млн. лет) в пределах складчатой области ставится под сомнение (Велин, 1972).

Разрез комплекса изучен лишь в общих чертах (Салоп, 1971). Важные его компоненты — вулканиты основного, среднего и кислого состава, которые могут рассматриваться в качестве типоморфной для эвгеосинклиналей спилито-кератофировой формации. Нижняя часть комплекса сложена преимущественно породами этой формации, которая ассоциируется с фалаховой и аспидной (граувакково-сланцевой) фор-

мациями и локально проявленной джеспилитовой. Выше по разрезу спилито-кератофировая формация встречается на отдельных уровнях, будучи представлена в основном лептитовыми толщами, но уступает ведущую роль флишоидной и сланцевой. В этой части разреза появляются также линзы доломитов карбостромовой формации. Описанная толща прорвана гранитами и гранодиоритами.

В качестве верхнего члена свекофеннского комплекса следует рассматривать вулканогенную толщу, развитую в пределах Готской складчатой области. К этой области, судя по данным Э. Велина (1972), помимо классических «готид» следует отнести и районы центральной Лапландии. Вулканогенная толща с резким угловым несогласием перекрывает «доготские» (свекофенские или более древние) гнейсы и граниты. В ее составе преобладают кислые вулканы, связанные латеральными и вертикальными переходами с полевшатовыми кварцитами и конгломератами (серия Омоль, порфиры Дала и т. п.). Эта толща, именуемая субиотнием, может рассматриваться в качестве вулканогенной молассы на основании присутствия типоморфной порфировой формации.

Таким образом, свекофеннский комплекс отвечает примерно эталонному формационному ряду эвгеосинклиналей фанерозоя. Ряд имеет трехчленное строение. Спилитово-аспидная суперформация постепенно сменяется флишоидной, которая, в свою очередь, перекрывается молассовой. Эталонной схеме отвечает и смена инициального вулканизма субсеквентным. Однако обращает на себя внимание отсутствие в основании ряда офиолитовой суперформации, характерной для фанерозойских эвгеосинклиналей. Редуцированные гипербазиты встречаются в толще в аллохтонном залегании и стратиграфической приуроченности не имеют. Особенность ряда — слабая дифференцированность домолассовой части. Спилито-кератофировая формация, преобладающая в ее основании, появляется на разных стратиграфических горизонтах и выше. Нет резкой грани и между терригенными компонентами, чтобы наметить четкую смену аспидной формации флишоидной.

Формационные ряды свекофеннского типа на территории континентов распространены довольно широко. На Гвианском щите домолассовая часть ряда представлена формацией Каричапо, серией Парамача и формациями Юруари, Эль-Кальяо и Кабальяпе Венесуэлы, группами Барамани и Мазаруни Гайаны. Молассе отвечают соответственные кислые вулканы группы Кучиверо и формации Ивокрама. В основании ряда здесь местами отмечаются гипербазиты и яшмы редуцированной офиолитовой суперформации, а фалаховая формация отсутствует. На восточной окраине щита Голер Южной Австралии ряд свекофеннского типа образуют группа Миддлбек (домолассовая часть) и формация Мунэйби (вулканогенной молассы).

В провинции Сьюпириор Канадского щита большое сходство с домолассовой частью рассматриваемых рядов обнаруживает надгруппа Анимики. Молассовой суперформации здесь нет, что свидетельствует о неполноте ряда. То же относится к вулканогенным фациям системы Биррим Гвинейско-Либерийского щита. Однако на других участках щита близкие по составу толщи перекрываются или соседствуют на площади с вулканогенной молассой (например, кислыми метавулканитами Фетекро). Аналогичные ряды характерны для некоторых участков Регибатского, Анти-Атласского и Ахагарского щитов.

Ряды свекофеннского типа кроме фундаментов древних платформ встречаются и в массивах среди рифейских и фанерозойских складчатых поясов. Примером могут служить вулканогенные толщи Улугау (Зайцев, Филатова, 1971; Розанов, Филатова, 1974). Аралбайская и карсакпайская серии соответствуют домолассовой части, жийдинская и майтюбинская — молассе.

Несколько отличен от свекофеннского *криворожский* тип формационных рядов. Один из рядов этого типа детально изучен на Украинском щите в районе Большого Кривого Рога (Каляев, 1965, 1967; Доброхотов, 1969а, б; и др.). Этот единый в формационном отношении ряд охватывает толщи в возрастном диапазоне 3500—2000 млн. лет, т. е. отвечает сумме киватинского и афебского этажей в нашей классификации. В основании комплекса залегает мощная спилитово-аспидная суперформация. В ее составе Г. И. Каляев различает диабазово-спилитовую и сланцево-кератофировую формации. Эта часть ряда имеет доафебский возраст. Выше местами с несогласием следует толща, представленная чередованием пакетов джеспилитов (числом до 7) и различных сланцев. Г. И. Каляев выделяет в составе толщи джеспилитовую формацию, а верхнюю, безрудную часть рассматривает в качестве «кроющей вулканогенно-терригенной субформации внутренних синклиналиев» (1967, с. 234). Выше с угловым несогласием залегает молассовая суперформация, на 65% сложенная конгломератами и кварцито-песчаниками с линзами карбостромовой и углисто-терригенной формаций. В составе комплекса следует отметить наличие гипербазитов. Однако они не начинают ряд, а приурочены примерно к середине спилитово-аспидной суперформации.

Ряды криворожского типа, как и рассмотренного выше свекофеннского, имеют трехчленное строение, причем нижний член также представлен спилитово-аспидной суперформацией. Особенность ряда — обособленность в его средней части джеспилитовой или флишоидной формацией и, как следствие, большая дифференцированность домолассовой части. Молассовая суперформация представлена терригенной разновидностью, а проявления субсеквентного вулканизма практически не выражены.

В районе Курской магнитной аномалии полным аналогом описанного комплекса являются михайловская (спилитово-аспидная суперформация), курская (джеспилито-граувакковая) и оскольская (молассовая) серии. Тождественный ряд характерен для надгруппы Маунт-Брус Западной Австралии. К рассматриваемому типу, вероятно, следует отнести также нижнекарельский комплекс Балтийского щита в объеме лопия, сумия и сариолия (Кратц, 1963). В этом комплексе, однако, джеспилитовая формация тяготеет к нижнему члену ряда, а в средней преобладают флишоидные толщи. Как недавно выяснено (Геология..., 1970), граница между сумийской флишоидной толщей и сариолийской молассой постепенная, с латеральными взаимопереходами. К тому же близ границы наблюдаются переслаивание и фациальные замещения основных вулканитов конгломератами. На этом основании В. А. Соколов и его соавторы (Геология..., 1970; Хейсканен и др., 1974) относят к молассе как сариолийскую, так и сумийскую толщи. Мы будем рассматривать в качестве молассы только грубообломочные (преимущественно сариолийские) образования верхней части ряда. Близкая по составу и строению толща на Кольском полуострове залегает с несогласием на тундровой и кейвской сериях и также с несогласием перекрывается имандра-варзугской и печенгской сериями (Макиевский, Николаева, 1973). В Байкало-Патомской складчатой области к данному типу надо отнести муйскую и анайскую серии (Салоп, 1973). Комплекс близкого состава и строения характерен для Таймырской складчатой области (Забияка, 1974).

Формационные ряды свекофеннского и криворожского типа по наличию в них типоморфных формаций обычно относятся к эвгеосинклинальным комплексам. В то же время различия их представляются достаточно существенными для выделения самостоятельных типов. Эти различия очень верно отмечены Э. Велином (1972, с. 55). Сравнивая свекофениды и карелиды Балтийского щита, он предположил, что

«карельские супракрустальные породы... могут рассматриваться как доорогенные образования континентального шельфа», тогда как свионийские «образовались в других геосинклинальных условиях».

Некоторые эвгеосинклинальные комплексы не могут быть однозначно отнесены к охарактеризованным типам формационных рядов из-за их слабой изученности. В качестве примера назовем систему Утай Китая (Древнейшие породы Китая, 1962). Судя по приуроченности метавулканитов спилито-кератофировой формации к низам разреза, она тяготеет к рядам жриворожского типа. Однако редукция джеспилитовой формации сближает систему с рядами свекофеннского типа.

Горизонты вулканитов спилито-кератофировой и маломощные пласты железистых кварцитов джеспилитовой формации встречаются в некоторых комплексах, которые относятся к многоэосинклинальным. Названные члены типоморфных формаций обычно редуцированы, развиты локально. Поэтому отнести включающие их комплексы к эвгеосинклинальным невозможно.

Необходимо отметить, что некоторые формационные ряды, состав и последовательность осадочных формаций в которых говорят о их принадлежности к многоэосинклинальным, содержат многочисленные покровы и силлы основных вулканитов. Они иногда рассматриваются в качестве спилитов (Палей, 1971), а иногда относятся к траппам (Макаренко, 1974). По составу они изменяются от оливиновых и толеитовых базальтов до андезитов. Кислые дифференциаты присутствуют очень редко и в незначительных количествах. Иногда встречаются гипербазиты, приуроченные к верхам разреза пакетов вулканитов. Такие пакеты, распределенные равномерно среди осадочных пород нижних частей комплексов, сгущаются в середине или в верхних частях, образуя иногда сплошные, довольно мощные толщи. Здесь среди базитов иногда присутствуют пикритовые разности. Все эти особенности противостоят отнесению таких вулканитов как к спилито-кератофировой, так и к трапповой формации. По-видимому, их можно рассматривать как самостоятельную формацию, которую условно назовем *базитовой*. Именно закономерности размещения вулканитов в разрезе, видимо, надо учитывать при определении существенных черт этой формации, ибо, как указывает Ю. А. Кузнецов (1970, с. 14), спилитовый комплекс геосинклиналей «по своему составу... не отличается от трапповых формаций и толеитовых базальтов океанических областей».

Часть формационных рядов завершается порфиоровой формацией, т. е. продуктами субсеквентного вулканизма. Но и эти ряды по особенностям строения их нижних горизонтов необходимо отнести к многоэосинклинальным. Наиболее ярким примером такого ряда является комплекс, слагающий складчатую ветвь Пайн-Крик северной Австралии.

В основании комплекса располагается типичная фалаховая формация с горизонтами карбостромовой. Далее следует мощная осадочная толща пестрого состава, в которой чередуются и фациально взаимозамещаются горизонты и линзы аспидной, фалаховой, карбостромовой и терригенной флишоидной формаций. На этой толще залегает мощная флишоидная толща, заключающая в себе рифогенное тело (барьерный риф) доломитов и известняков. Установлено глубоководное происхождение толщи флишоидного переслаивания (Браун и др., 1970). Ряд завершается вулканогенной молассой, в состав которой входят фалаховая формация и порфиоровая, тесно связанная с субвулканическими гранитами. Ряды такого типа широко представлены во многих складчатых ветвях северной Австралии, а также в Экваториальной Африке (Камерун, Габон и т. д.). К этому же типу, вероятно, можно отнести развитые во внешней зоне Байкало-Патомской складчатой области чуйскую и акитканскую серии.

В других случаях молассовая суперформация, завершающая миогеосинклинальный ряд, представлена терригенной разновидностью. Такого типа разрезы характерны для провинции Слейв Канадского щита (геосинклиналь Коронейшн). Здесь миогеосинклинальные комплексы начинаются фалаховой формацией. Выше залегает терригенная флишеидная толща с редкими маломощными основными эффузивами, замещающаяся по латерали карбостромовой формацией. Терригенная моласса включает в себя линзы карбонатов и единичные пласты основных вулканитов, а также горизонты фалаховой формации.

Очевидно большое сходство названных рядов по набору формаций и строению. Наиболее характерная их черта — наличие молассы, завершающей ряд, хотя она и представлена двумя разновидностями. Такие завершённые миогеосинклинальные ряды можно отнести к *австралийскому* типу.

В других миогеосинклинальных комплексах молассы нет. В некоторых случаях ее отсутствие первично, но иногда может быть связано и с последующим размывом. Состав комплексов весьма разнообразен, и строгой последовательности формаций не улавливается. Как правило, такие комплексы по латерали тесно связаны с платформенными, причем определение границ в этих случаях вызывает большие затруднения. Назовем тип незавершённых миогеосинклинальных формационных рядов *канадским* и приведем краткую характеристику некоторых комплексов, к нему относящихся.

Комплексы канадского типа широко представлены в провинции Черчилл Канадского щита. Группа Херуитц начинается мощной фалаховой формацией. Выше следует терригенная толща с чертами аспидной формации, «языком» основных вулканитов (редуцированная спилито-кератофировая формация) и линзами доломитов. Комплекс Херуитц завершается фалаховой формацией. В комплексе, выполняющем складчатую ветвь Вулластон, большую роль играет аспидная формация, в нижней части появляются основные и кислые вулканиты (?), а в средней — терригенная флишеидная толща. В обоих комплексах количество вулканитов слишком мало, чтобы отнести их к эвгеосинклинальным. Преимущественно терригенными породами аспидной и флишеидной формаций сложены также складчатые ветви Парагвайско-Арагуайской складчатой области (серии Токантинс, Куяба и т. п.), серии Аравалли и Дели Индии. И здесь в основании комплексов местами встречаются маломощные вулканиты.

К канадскому типу следует отнести также группу Каниаписко Лабрадорского трога Канадского щита, своеобразный формационный ряд, который почти не имеет аналогов.

Ряд начинается типичной фалаховой формацией. Выше следует мощная толща пестрого состава, в которой преобладают терригенные породы флишеидной и аспидной формаций, но имеются также линзы и горизонты карбостромовой. После маломощного горизонта редуцированной джеспилитовой формации залегает мощная толща сланцев, фациально замещающихся толеитовыми базальтами. Признаки молассы (полмиктовые конгломераты и песчаники) обнаружены лишь в южной части трога (Seguin, 1973). Ряд венчается стратифицированными гипербазитами. Наиболее существенные особенности ряда — это положение основных вулканитов (базитовая формация) в верхней половине комплекса и их толеитовый состав. Сходство с ним обнаруживает «древний Фаруз» щита Ахаггар, возраст которого (афебий или рифей?) проблематичен.

Перечисленные комплексы можно отнести к первому подтипу канадского типа рядов. Характерная черта подтипа — преимущественно терригенный состав входящих в него комплексов.

В комплексах второго подтипа существенную роль играет карбостромовая формация. Она слагает значительную часть систем Хуто и залегает в середине серии Ляохэ Китая. Карбонатные породы довольно типичны для системы Кибали Экваториальной Африки. Карбостромовая формация составляет большую часть толщи, слагающей складчатую ветвь Белчер Канадского щита. Однако наличие в верхах этой толщи признаков терригенной молассы не исключает возможности отнесения комплекса к австралийскому типу.

Особое место среди геосинклинальных комплексов занимают афебский чехол Трансваальского массива, ятулийско-суйсарский комплекс Балтийского щита и удоканская серия Сибирской платформы. Классификационная принадлежность их остро дискутируется. Поэтому остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

Известный по многочисленным литературным описаниям чехол Трансваальского массива начинается порфировой молассой Доминион-Риф, завершающей формационный ряд киватиния. Выше с несогласием залегает мощная (7,5 тыс. м) система Витватерсранд, представленная чередованием пакетов кварцитов, глинистых сланцев и конгломератов. Равномерное чередование позволяет отнести систему к терригенной флишоидной формации, хотя кварциты по составу и текстурным особенностям тождественны таковым фалаховой формации. Выше следует толща лав и туфов от основного до кислого состава (до 4 тыс. м) — система Вентерсдорп. На вулканах трансгрессивно залегает Трансваальская система. Нижняя ее часть представлена карбостромовой формацией («доломитовая серия», до 2 тыс. м) с фалаховой (серия Блэк-Риф) в основании, верхняя (серия Претория, до 7 тыс. м) — флишоидной и спарегмитовой. В кровле Трансваальской системы намечается редуцированная порфировая моласса (фельзиты Ройберг), возможно, непосредственно предшествующая внедрению Бушвельдского лополита.

Обычно чехол Трансваальского массива рассматривается в качестве единого комплекса и относится то к платформенным (Тектоника Африки, 1973; Геология и полезные ископаемые Африки, 1973), то к геосинклинальным (Борукаев и др., 1970; Елизарьев и др., 1970). Анализ вертикальной последовательности формаций позволяет выделить в ней два ряда. Один из них охватывает системы Витватерсранд и Вентерсдорп (базитовая? формация). Этот неполный ряд по своему строению напоминает группу Каннаписко и может рассматриваться как миогеосинклинальный канадского типа. Если отсутствие карбонатных пород говорит о его принадлежности к первому подтипу, то Трансваальскую систему, представляющую собой другой ряд, следует отнести уже ко второму подтипу. Новая интерпретация объясняет аномальность (до 17—20 тыс. м) мощности чехла, которая в 2—3 раза превосходит мощности всех известных геосинклинальных моноциклических комплексов афебия. Мнение о платформенной природе чехла основывалось, очевидно, главным образом на структурных признаках, которые в этом случае не могут быть решающими. Более важным представляется присутствие в составе комплексов флишоидной и редуцированной джеспилитовой (серия Грикватаун) формаций, типоморфных для геосинклинальной группы.

Ятулийско-суйсарский комплекс, ранее рассматривавшийся в качестве позднегеосинклинального (Кратц, 1963; Шуркин, 1968; и др.), в последние годы все чаще относится к платформенным (Палей, 1971; Геология. . . , 1970; и др.). Это связано, вероятно, с отсутствием в составе комплекса типоморфных формаций. Он представлен чередованием пакетов кварцито-песчаников фалаховой формации и основных вулканитов (числом до 20). В средней части большую роль играют карбонаты карбостромовой формации, которые перекрываются довольно мощной

толщей пикритов и базальтов суйсара. В одних районах суйсар с размывом перекрывается платформенной толщей вепсия, в других — между ними располагается бесовецкая свита (аспидная формация), входящая еще в нижний комплекс.

Основные вулканиты, содержание которых в толще достигает 40% (а в сериях Имандра-Варзуга и печенгской Кольского полуострова даже 75%), видимо, следует отнести к выделенной выше базитовой формации, которая присуща миогеосинклинальным рядам. В этом случае весь ятулийско-суйсарский комплекс можно рассматривать как миогеосинклинальный канадского типа. С таким заключением согласуется аспидный характер бесовецкой свиты. О миогеосинклинальной природе ятулия — суйсара свидетельствует и ряд косвенных признаков. Судя по палеогеографическим схемам В. А. Соколова (1972), комплекс формировался в сравнительно узком (до 300 км), вытянутом более чем на 700 км дифференцированном прогибе. Мощность 4—6 тыс. м.

Удоканскую серию, как и описанные два комплекса, часто относят к протоплатформенному чехлу (Федоровский, Лейтес, 1968; Лейтес, Федоровский, 1972), реже — к орогенным образованиям (Озерский и др., 1973). Этот мощный (до 13 тыс. м) комплекс полого залегает на гнейсах алдания и зеленосланцевых породах киватиния (рис. 18). Однако анализ формационного ряда показывает сходство с рядами не платформенного, а миогеосинклинального характера, подтверждая вывод Л. И. Салопа (1973). Сочетание аспидной, фалаховой и карбостромовой формаций при значительной роли последней в средней части толщи позволяет отнести комплекс к рядам канадского типа (второй подтип). Удоканской серии тождественна экильская свита Оленекского выступа фундамента Сибирской платформы (Шпунт, Нужнов, 1973).

Платформенные формационные ряды. Платформенные комплексы афебня относительно немногочисленны; выделение их затруднено. Платформенные ряды включают в себя преимущественно не типоморфные формации — фалаховую, карбостромовую, базитовую, редко флишоидную. По латерали и вертикали они обычно связаны постепенными переходами с миогеосинклинальными комплексами, сложенными аналогичными формациями в увеличенных мощностях. В этих случаях выделение платформенных комплексов проводится на основании оценки количественных соотношений компонентов и косвенных признаков (мощности, их градиенты, форма тел в плане и т. п.).

Наиболее резко обособленным платформенным комплексом является формация Рорайма Гвианского щита. Толща залегает горизонтально на складчатых геосинклинальных образованиях фундамента. Она сложена кварцитами и кварцито-песчаниками с подчиненными глинистыми сланцами и прослоями туфов кислого состава, т. е. представляет собой типичную фалаховую формацию. Толща пронизана силлами базитов, многие из которых являются мезозойскими, но некоторые, вероятно, афебскими.

В Западно-Онежской впадине в верхней части афебня обособляется толща кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов с редкими прослоями глинистых сланцев мощностью до 2 тыс. м. Эта толща (вепсий) долгое время по структурно-вещественным признакам сопоставлялась с платформенным иотнием Скандинавии, хотя и является более древней. Ее сходство с формацией Рорайма очевидно. Близкий состав и строение имеют системы Лоскоп и Ватерберг Трансваальского массива.

Иногда афебские толщи образуют нижние части платформенных чехлов, тяготея по структурно-вещественным признакам к рифейским комплексам. Такова, например, группа Спиуа плиты Кимберли Западной Австралии, представленная фалаховой формацией и, по-видимому, согласно перекрывающаяся рифейской группой Кимберли. В основании

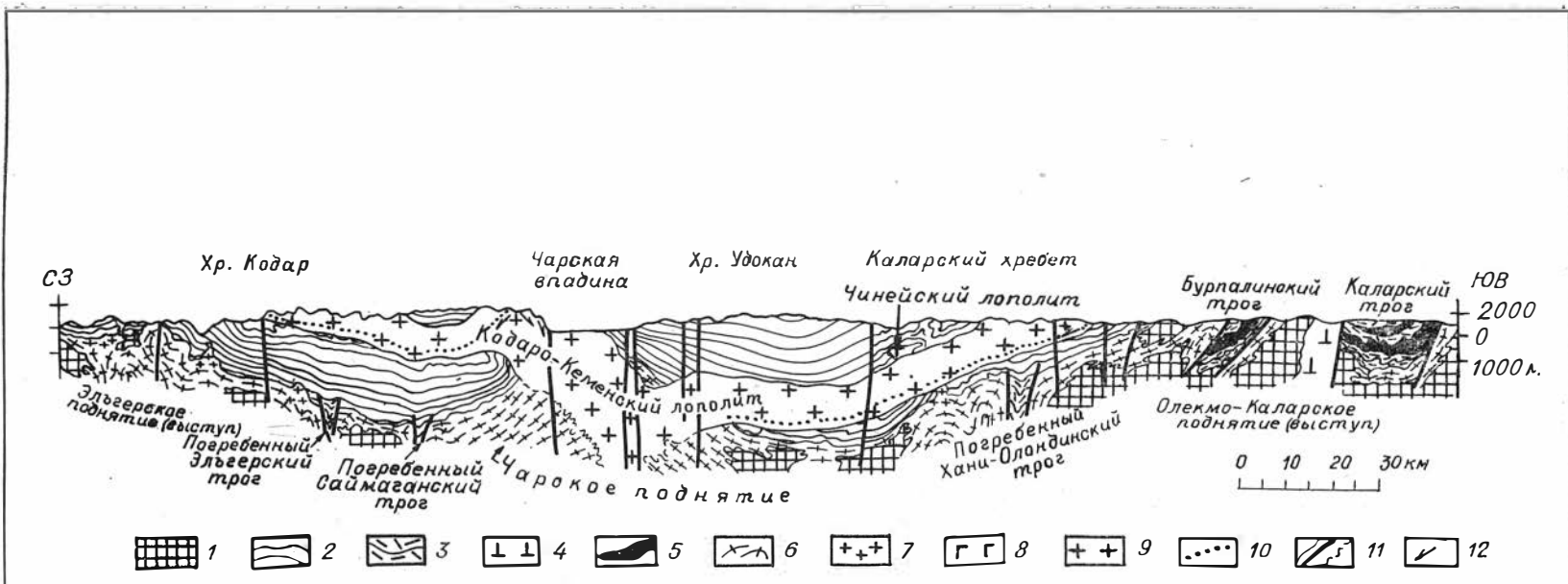


Рис. 18. Схематический разрез вдоль Кодаро-Удоканского прогиба (по А. М. Лейтесу, В. С. Федоровскому, 1972).

1 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 2, 3 — структурные линии в толщах нижнего протерозоя: 2 — в Кодаро-Удоканском прогибе, 3 — в шовных трогах; 4 — архейские анортозиты Олехмо-Каларского массива; 5 — нижнепротерозойские ортоамфиболиты и другие основные породы в шовных трогах, 6 — нижнепротерозойские гранитоиды и гнейсовидные граниты в нижнем структурном этаже; 7 — нижнепротерозойские очковые пегматоидные граниты; 8 — нижнепротерозойские габброиды Чинейского лополита; 9 — нижнепротерозойские интрузивные гранитоиды Кодаро-Кеменского лополита, 10 — линии геологических границ; 11 — разломы, 12 — направление падения гнейсовидности в гранитоидах Кодаро-Кеменского лополита.

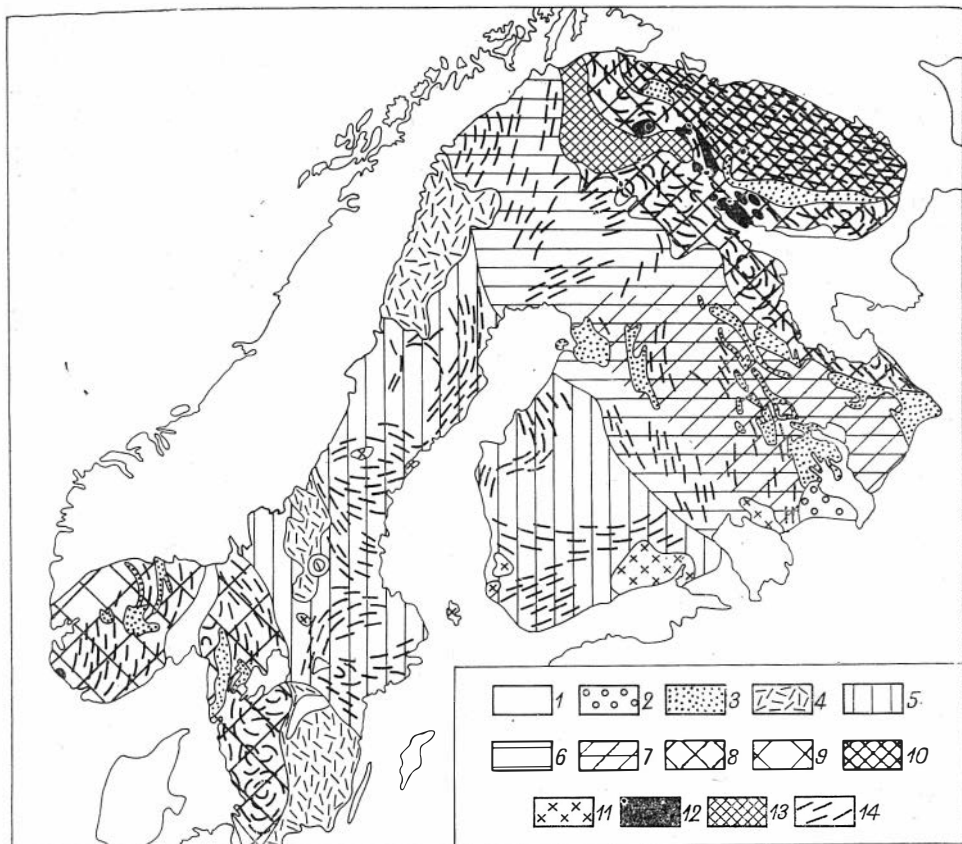


Рис. 19. Схема районирования Балтийского щита (по Л. И. Салопу, 1971; К. А. Шуркину, 1968; В. Е. Хаину, 1972; Э. Велину, 1972; и др.).

1 — фанерозой и рифей; 2 — вепский платформенный чехол; 3 — верхние миогеосинклинальные комплексы (ятулий, суйсар, дальсландий и т. п.); 4 — вулканогенная моласса и субвулканические гранитоиды свекофеннского комплекса; 5 — домолассовая часть свекофеннского комплекса; 6 — карельский комплекс; 7 — то же, совместно с докарельским основанием; 8 — беломорский комплекс; 9 — досвекофеннский комплекс Свеконоврежского блока; 10 — кольский комплекс; 11 — граниты-рапакиви; 12 — габбро-анортозиты; 13 — гранулитовый комплекс; 14 — структурные направления в складчатых комплексах.

чехла Конголезской плиты наряду с кварцитами фалаховой формации отмечаются флишидные, сланцевые и карбостромовые горизонты (серия Мбалмайо-Бенгбис и др.). Примерно такой же состав характерен для серий Гвалиор, Биджавар, Далма Индостанской платформы и других, тесно связанных по латерали с миогеосинклинальными комплексами сходного состава. Иногда в составе платформенных толщ здесь отмечаются тела базитов (система Умкондо Родезийского массива и др.).

Структурные этажи. Границы структурных этажей не всегда совпадают с границами формационных рядов, а иногда пересекают эти ряды. Так, вулканогенные молассы, завершающие некоторые формационные ряды и представляющие собой сравнительно компетентную толщу, часто полого перекрывают интенсивно дислоцированные домолассовые члены ряда. Таковы, например, кислые вулканиты северной Австралии (Эдит-Ривер, Уайтуотер и др.), Южной Австралии (Мунэйби), субиотний Балтийского щита, улканская серия Восточной Сибири и т. п. Таким образом, указанные толщи вместе с вышележащими платформенными толщами рифея и фанерозоя можно включить в состав чехлов древних платформ. В других случаях вулканогенные молассы характеризуются довольно интенсивной складчатостью (акитканская серия При-

байкаля) и входят в состав фундамента. Наконец, иногда такие толщи отличаются «умеренной» складчатостью и образуют промежуточный структурный ярус между фундаментом и чехлом (серия Уэд-Сус Регибатского щита и т. п.).

«Умеренная» складчатость характерна также для многих миогеосинклинальных комплексов, наложенных на более древние геосинклинальные. Это ятулий — суйсар Карелии и Кольского полуострова, система Хуто Китая, система Дели Индии. На Кольском полуострове аналогичны ятулия — суйсара (серии Имандра-Варзуга и печенгская) слагают мультискладчатые прогибы и волнистые моноклиналы, группирующиеся в узкие депрессии, вытянутые в северо-западном направлении (рис. 19). Эти простые складчатые формы осложнены приразрывной складчатостью. Сходные формы характерны и для карельской части Балтийского щита. А. С. Новикова (1965) сравнивает некоторые из таких форм (Западно-Онежскую впадину) с авлакогенами, а другие плоские прогибы выделяет в особую категорию *синодей*, полагая, что последние широко развиты в основании чехлов древних платформ. И. П. Палей (1971), вслед за А. С. Новиковой, отнес ятулийско-суйсарский комплекс к чехлу. При двухэлементной классификации комплексов по степени дислоцированности такой вывод, очевидно, наиболее приемлем. Заметим, что крайне слабая складчатость рассматриваемых комплексов часто вводила геологов в заблуждение и являлась причиной серьезных ошибок в стратиграфических сопоставлениях. Так, система Хуто коррелировалась с синием, система Дели — с системой Куддапах рифея, надгруппа Маунт-Брус относилась к верхнему протерозою, а чехол Трансваальского массива — даже к палеозою.

Некоторые платформенные комплексы настолько сильно дислоцированы, что должны быть отнесены к складчатым. Часто они связаны постепенными переходами по латерали со своими нескладчатыми аналогами. Особенно характерны такие соотношения для Африканской платформы (западная часть Конголезской плиты). Реже складчатым бывает весь платформенный комплекс (песчаники Чиллинг северной Австралии). Наконец, иногда предполагаются фациальные взаимопереходы между платформенными нескладчатыми и миогеосинклинальными «умеренно складчатыми» комплексами. Так, в частности, определяет взаимоотношения вепсия и ятулия — суйсара А. И. Кайряк (1969).

Таким образом, с известными оговорками среди афебских структурных этажей можно выделить две категории, отвечающие складчатым и нескладчатым комплексам, причем их границы в общем случае не совпадают с границами формационных рядов.

Следует отметить отсутствие полной корреляции между вещественным составом комплексов и степенью их складчатости. Наиболее ярким примером в этом отношении являются формационные ряды кривоержского типа. Как правило, комплексы этого типа интенсивно дислоцированы по типу полной складчатости (Украинский и Балтийский щиты, Байкало-Патомская складчатая область и т. п.). Однако на южной периферии щита Пилбара комплекс складчатой зоны Ашбертон непосредственно переходит в горизонтально залегающую изоформационную толщу, выполняющую обширный прогиб Наллагайн. Известно также весьма пологое залегание афебских толщ чехла Трансваальского массива, которые отнесены нами к миогеосинклинальным рядам.

Возрастной объем комплексов. Рассмотренные комплексы (за некоторыми исключениями) обычно относились к нижнему и среднему протерозою, ограниченному в шкале Комиссии АН СССР 1964 г. изохронами 2600 ± 100 и 1600 ± 100 млн. лет, с границей между ними на рубеже 1900 ± 100 млн. лет. Это приводило к тому, что границы между комплексами, резко различными по структурно-вещественным характеристикам и степени метаморфизма, в относительно непрерывных раз-

резах привязывались (а точнее, подтягивались) к указанным изохронам, а «аномальные» цифры игнорировались или относились за счет дефектов анализа.

Л. И. Салоп (1963), детально рассмотревший проблемы геологической интерпретации радиометрических данных, ввел понятие о «реликтовых» датировках. В результате представилась возможность пересмотра «аномальных» цифр и их новой трактовки. Этот вопрос имеет непосредственное отношение к определению возрастного объема рассмотренных комплексов. Как было уже указано, для сохранения непрерывности и последовательности формационных рядов криворожского типа к ним иногда приходится приключать толщи киватинского возраста. Рассмотрим в качестве примера комплекс, слагающий Карельскую складчатую область. Напомним, что датировки этого комплекса послужили основой для определения хронологических рубежей архея, протерозоя и подразделений последнего в шкале Комиссии АН СССР 1964 г.

Лопий, сумий и сариолий образуют полный заверченный геосинклинальный формационный ряд. На этом основании указанные толщи обычно выделяются в качестве нижнего протерозоя. Иногда из ряда исключается сариолийская моласса (Кратц, 1963), что отвечает методике определения возраста главной складчатости по началу интервала времени формирования моласс. Однако лопий и сумий были выделены как члены единого ряда.

Л. И. Салоп (1973) обратил внимание на то, что гимольская серия лопия древнее 2700—2800 млн. лет, и привел веские доводы в пользу удрежнения этой серии по сравнению с возрастом, предполагавшимся ранее. Не подвергая сомнению значимость рубежа 2600 млн. лет, он предпочел выделить лопий и сумий в качестве самостоятельных тектонических комплексов, отнеся их даже к разным категориям и причленив сумий к ятулию — суйсару — вепсию. В то же время К. А. Шуркин (1968) отмечает, что сумийская тунгудская серия в некоторых синклинариях залегает на лопских образованиях без видимого несогласия, тогда как предъятулийское несогласие, несомненно, имеет огромное значение, будучи выражено как в смене формационных рядов, так и в резком изменении стиля дислокаций.

М. А. Семихатов (1974), не принимая предложенного Л. И. Салопом значительного удрежнения гимольской серии, привязывает ее нижнюю границу к интервалу 2600—2800 млн. лет. Таким образом, граница 2600 млн. лет потеряла свое значение даже в парастратотипической области.

Еще более убедительно удрежнение толщ, относившихся ранее к нижнему протерозою, демонстрируется на примере Украинского щита. Датировки порядка 3000—3500 млн. лет в конкско-верховцевской серии исключают ее из состава нижнего протерозоя. Ныне рубеж 2600 млн. лет принимается в качестве нижней границы криворожской серии, перекрывающей конкско-верховцевскую. Однако, как мы видели, конкско-верховцевская серия вместе с криворожской и фрунзенской образует единый формационный ряд, аналогичный таковому, образованному лопием, сумием и сариолием.

Формационный ряд, весьма близкий названным, — надгруппа Маунт-Брус Западной Австралии — на основании многочисленных датировок достоверно ограничивается снизу изохроной 2300 млн. лет.

Из приведенных данных вытекает неизбежный вывод о значительном возрастном скольжении границ однотипных комплексов. Вывод подтверждается анализом датировок тождественных формаций, занимающих определенное место в формационном ряду. Не рассматривая этот вопрос подробно, приведем лишь некоторые данные, относящиеся к вулканогенным формациям, завершающим многие формационные ряды.

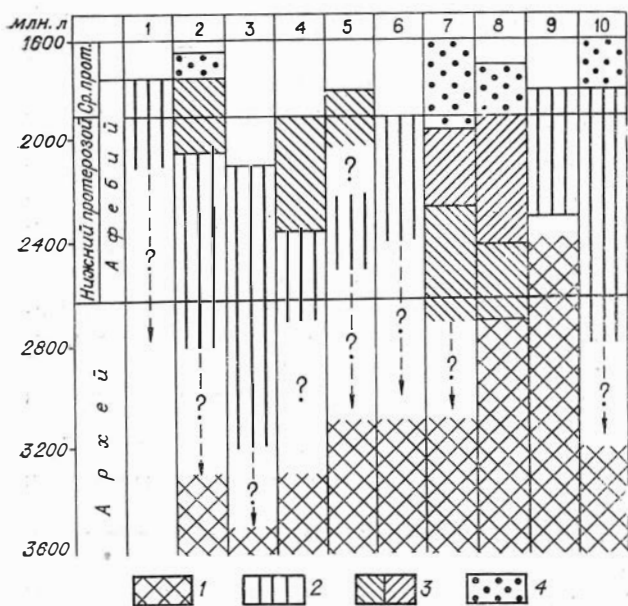


Рис. 20. Возрастной объем вещественных комплексов афебейского этажа.

Вещественные комплексы: 1 — основания; 2 — эвгеосинклинальные; 3 — многоэосинклинальные; 4 — платформенные. Районы: 1 — Свекофеннская область; 2 — Карелия; 3 — Украинский щит; 4 — Удоканский прогиб; 5 — Трансваальский массив; 6 — прогиб Наллагайн; 7 — щит Регибат; 8 — Гвианский щит; 9 — Китайская платформа; 10 — провинция Слейв.

хронной, но в значительно меньшей степени, чем нижняя.

В тех случаях, когда в состав афебейского этажа входят два формационных ряда, их граница тоже не имеет строгой возрастной определенности, располагаясь на различных уровнях в пределах большого по продолжительности интервала.

На рис. 20 показаны возрастные объемы некоторых вещественных комплексов, охарактеризованных выше. Из схемы можно видеть относительность определения принадлежности комплексов к этажу. В этап включаются комплексы, возрастные объемы которых полностью или частично входят в интервал 2600—1750 млн. лет.

Анализ возрастных объемов комплексов показывает, что интервал, отвечающий афебейскому этажу, не является специфическим циклом развития Земли. Ограничивающие его хронологические рубежи не могут рассматриваться как эпохи синхронного планетарного выражения однотипных тектонических процессов (диастрофизма, завершающей складчатости и т. п.). Смена формационных рядов, которая может трактоваться как изменение режима развития, в однотипных геоструктурных зонах происходит на разных хронологических рубежах. Проявления некоторых тектонических процессов (например, вспышка вулканизма на рубеже 2300 млн. лет на Трансваальском массиве и в Западной Австралии) в первом приближении можно считать синхронными, но они лишь второстепенные факторы, осложняющие общее неравномерное развитие осадочной оболочки.

Общая классификация структурно-вещественных комплексов основывается на учете формационных рядов, структурных этажей и возрастного объема в качестве независимых характеристик с указанной выше точностью. Классификация очень объемна. В достаточной мере она представлена на Карте тектоники докембрия континентов и в предшествующих томах серии «Докембрий континентов». Поэтому не будем

За основу принимаются трактовки М. А. Семихатова (1974), детально проанализировавшего многочисленные датировки и давшего им геологическую интерпретацию.

Ряд порфировых толщ показывает значения около 1700—1750 млн. лет (порфиры Дала, аakitканская серия, вулканы Эдит-Ривер и Мунэйби). Однако аналогичные по типу толщи часто бывают более древними — около 1900 млн. лет (улканская серия, серия Уэд-Сус, вулканы Уайтуотер, формация Ивокрама). При этом различия датировок не могут быть отнесены за счет неточности анализов. Таким образом, и верхняя граница формационных рядов оказывается асин-

рассматривать ее в целом, ограничившись уже приведенной характеристикой ее элементов и некоторыми пояснениями, необходимыми для уточнения отдельных решений, принятых при подготовке Карты.

В свете анализа формационных рядов не совсем удачной представляется принятая при составлении Карты тектоники докембрия континентов дробная классификация по вещественным признакам с учетом среднего состава комплексов (подклассы комплексов, см. табл. 1). Покажем это на примере эвгеосинклинальных комплексов. Так как кислые вулканиты, завершающие формационный ряд, часто залегают весьма полого, они отделялись от домолассовой части ряда по структурным признакам и обособлялись в самостоятельный комплекс (осадочно-вулканогенный с эффузивными породами среднего и кислого состава). При этом домолассовая часть индексировалась как осадочно-вулканогенный комплекс с эффузивными породами основного состава. Однако то же обозначение применялось для полного формационного ряда, завершающегося терригенной молассой, как правило интенсивно дислоцированной. В тех же случаях, когда аналогичные комплексы с вулканогенной молассой целиком складчатые, их индексировали как осадочно-вулканогенные без уточнения. Сопоставление рядов, как и типизация тектонических районов по данным Карты, в этом случае сильно затрудняется.

Тектонические районы

Весьма незначительное развитие платформенных формаций на территории континентов не позволяет выделить в этом этаже типичных платформ, соизмеримых с платформами фанерозоя. Вместе с тем в отличие от алданского и киватинского этажей в афебском уже четко проявлена дифференциация осадочной оболочки на стабильные и мобильные участки. Мобильные участки очень близки к складчатым областям фанерозоя, хотя в их структуре большую роль играют выступы древнего основания, именуемые далее массивами. Другое отличие от структуры фанерозоя заключается в том, что афебские складчатые ветви, видимо, не группируются в складчатые пояса планетарных масштабов. Их группировки по размерам и форме в плане скорее отвечают складчатым областям фанерозоя. Этим областям противопоставляются несколько меньшие по площади выступы основания, которые были названы *щитовыми массивами* (Башарин и др., 1973б). С них и будет начато рассмотрение тектонических районов.

Щитовые массивы были выделены как наиболее крупные положительные структурные элементы этажа, в некоторой степени гомологичные древним платформам рифея и фанерозоя (Башарин и др., 1973б). Эти массивы обнаруживаются в составе фундамента всех древних платформ, за исключением недостаточно изученных Китайских. К щитовым массивам отнесены крупные блоки — Сьюпириор, Южно-Гренландский, Западно-Австралийский, Гвианский, Сибирский, Южно-Индостанский, Центрально-Африканский, Южно-Африканский и проблематично Антарктический. Размеры массивов 1,5—12 млн. км², составляя в среднем около 3—5 млн. км². Почти по всему периметру массивы ограничены ломаными линиями, состоящими из прямолинейных отрезков, в плане обычно имеют сложную конфигурацию.

На большей части площади массивов афебские отложения отсутствуют. Таким образом, в структуре этажа массивы являются положительными элементами. Их фундамент сложен породами алданского и киватинского этажей, вещественный состав, строение и характер дислоцированности которых охарактеризованы ранее.

Чехол на территории щитовых массивов развит локально. Часто области его распространения тяготеют к окраинам массивов, образуя спе-

цифические тектонические формы, названные канадскими геологами *краевыми гомоклиналями* (Tectonic map of Canada, 1969). На Канадском щите это сравнительно узкие полосы выходов, вытянутые вдоль западной и восточной границ блока Унгава, вдоль Гренвиллского фронта в районе оз. Мистассини. В пределах гомоклиналей толщи залегают почти горизонтально с весьма пологим наклоном в сторону смежной складчатой ветви. На границе с этой ветвью наблюдается резкое изменение степени дислоцированности; изоклинально складчатые толщи смежной ветви частично перекрывают гомоклинали по серии чешуйчатых надвигов (шарьяжей). Вещественные комплексы гомоклиналей и смежных складчатых ветвей изоформационны, хотя мощности их довольно сильно различаются (в складчатых ветвях в 2—4 раза больше). Породы чехла в отличие от своих складчатых гомологов метаморфизованы очень слабо. Такие соотношения позволяют полагать, что краевые гомоклинали фиксируют первичные границы массивов, определившиеся на стадии складкообразования. Тыльная граница гомоклиналей эрозивная, но, как правило, прямолинейная, что определяется, вероятно, флексуобразным перегибом, параллельным разломам смежной складчатой зоны. В структурном плане формы гомологичны склонам щитов.

К краевым гомоклиналям иногда относят также небольшие по площади изолированные выходы, которые, однако, не обнаруживают непосредственной латеральной связи с синхронными складчатыми образованиями увеличенной мощности и повышенной степени метаморфизма. Это, в частности, выходы в районе Садбери и Мистассини. Их окраинное положение связано с наложенным характером Гренвиллского пояса по отношению к массиву Сьюпириор.

На территории других щитовых массивов краевые гомоклинали пока не выделены. Это связано, возможно, с расположением их ограничений в области шельфа, под чехлом более молодых пород и т. п. Однако их более широкое распространение можно предполагать на основании некоторых структурных аналогий с зонами перикратонных опусканий древних платформ.

Другие области распространения чехла на щитовых массивах в какой-то степени аналогичны плитам древних платформ, хотя в отличие от последних они имеют значительно меньшую площадь и не подразделяются на синеклизы и антеклизы. К числу таких областей относятся участки размещения чехла на Западно-Австралийском и Южно-Африканском массивах. В первом случае это внутриблоковая гомоклинали Наллагайн (примерно 300×500 км), обнаруживающая непосредственную латеральную связь с расположенной южнее складчатой ветвью Ашбертон. Слагающие их комплексы по вещественным характеристикам тождественны, а степень дислоцированности и метаморфизма скачкообразно изменяется на их границе. На площади Южно-Африканского щитового массива афебский чехол слагает довольно простую в плане изометричную форму (в современной структуре — чехол Трансваальского массива), в целом синклинального строения. Северная граница ее прямолинейна, что связано с разрывным смещением. Возможно, что таковыми могут быть и другие границы синеклизы, на что указывают косвенные признаки. Севернее зоны Лимпопо, на территории современного Родезийского массива, чехол залегают на небольших по площади изолированных участках.

Примечательно, что чехол в пределах описанных областей сложен геосинклинальными рядами, вплоть до сходных с эвгеосинклинальными (гомоклинали Наллагайн). Почти повсеместно (за исключением Южно-Африканского массива) обнаруживаются латеральные связи чехла со складчатыми геосинклинальными комплексами смежных зон. Чехол перекрывает складчатый доафебский фундамент, причем в нижних его горизонтах находят отражение куполовидные тектонические формы, бо-

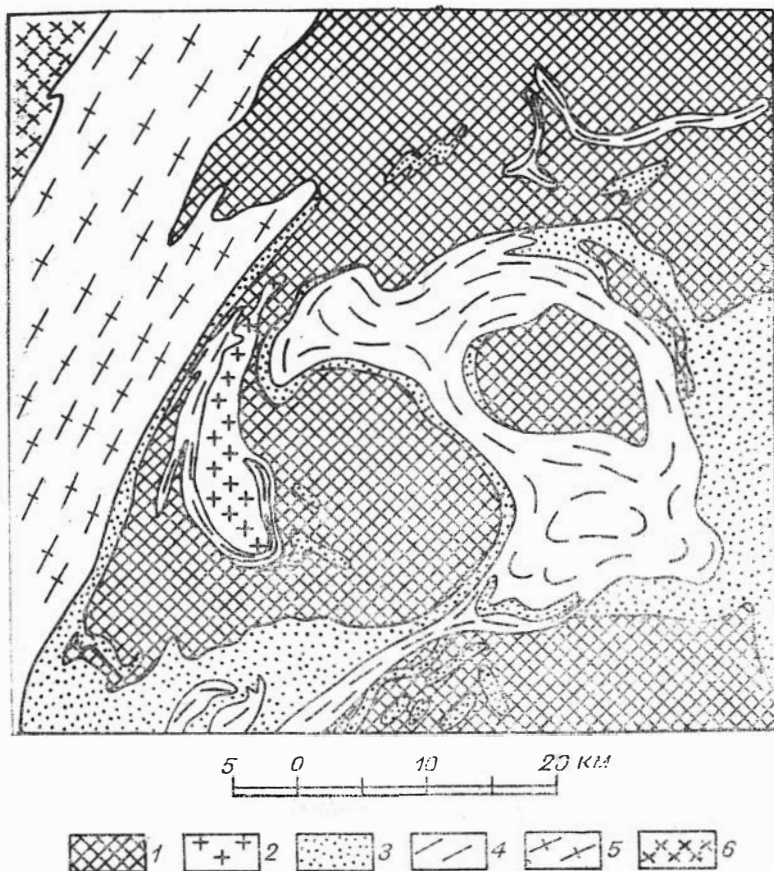


Рис. 21. Строение складчатой ветви Аравалли Индостанской платформы (по Naha e. a., 1969).

1 — гнейсы и сланцы до-Аравалли; 2 — граниты до-Аравалли; 3 — группа Аравалли; 4 — группа Райало; 5 — группа Дели; 6 — последельийские граниты Эрнппура.

лее отчетливо выраженные в структуре фундамента. Таковы куполы Вредефорт Центрального Трансвааля и Роклеа, «антиклиналь» Джирина гомоклинали Наллагайн. По аналогии с ними можно полагать, что некоторые куполовидные формы фундамента массивов возникли в течение афебиа и наложены на складчатые формы доафебской структуры.

В других областях плитного строения чехол не обнаруживает связей с синхронными складчатыми геосинклинальными комплексами. На Гвианском щитовом массиве чехол, представленный платформенным комплексом Рорайма, горизонтально перекрывает складчатые толщи афебского же возраста. Горизонтальное залегание чехла подчеркивается изоляцией многочисленных выходов, расположенных на водоразделах и разделенных долинами рек. Область подобного типа предполагается в северной части современной синеклизы Конго, которая окаймляется выходами афебских платформенных толщ. Здесь местами наблюдаются постепенные переходы нескладчатых толщ в складчатые при неизменности формационного облика.

Складчатые области, которые противопоставляются в целом щитовым массивам, по своей структуре неоднородны. В качестве их главных элементов будем рассматривать складчатые ветви и разделяющие их выступы основания. Гораздо менее распространены небольшие по размерам тектонические формы (впадины, моноклинали, синодеи и т. п.), которые относятся к включениям.

Складчатые ветви весьма разнообразны по форме, размерам, ориентировке, вещественному выполнению и другим признакам. Их общие черты — вытянутость при небольшой ширине и относительная прямолинейность. Складчатость обычно очень напряженная, вплоть до изоклиальной опрокинутой, хотя в отдельных ветвях весьма проста. Простирания осей складок, как правило, выдержаны и параллельны ограничениям ветвей. Наложенная складчатость и проявленные в отдельных ветвях (рис. 21) метаморфизм и гранитизация лишь осложняют эту генеральную картину, не искажая ее. Таким образом, складчатые ветви афебия принципиально сходны со строением таковых фанерозоя.

Многие складчатые ветви построены по типу сложного антиклинория с центральным поднятием. В качестве примера приведем ветвь Пайн-Крик северной Австралии (рис. 22). В ней центральное поднятие разделяют два синклинория; в осевой части каждого из них, в свою очередь, намечается антиклинальное поднятие высшего порядка. Наряду с продольной структурной зональностью фиксируется и поперечная, выраженная в ундуляциях шарниров антиклиналей и т. п. Примечательно, что центральное поднятие пространственно не совпадает с зоной максимальных мощностей афебского этажа. Следовательно, антиклинорий не является инверсионным. Лабрадорский трог в целом имеет синклинорное строение, хотя не исключено, что он является лишь частью складчатой ветви, центральное поднятие которой расположено северо-восточнее трога, в области развития гранитогнейсов, структура которой окончательно не выяснена. Криворожская складчатая ветвь, по мнению Г. И. Каляева (1965, 1973), состоит из центрального Приднепровского антиклинория, окаймляющегося более узкими Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским синклиноориями.

В строении ветвей большую роль играют разломы, которые, по мнению некоторых исследователей, иногда определяют их структуру. Так, А. С. Новикова (1971а, б) считает, что в фундаменте Русской платформы широко распространены участки, построенные из чешуйчатых крутых моноклиналей, разделенных разломами, которые она относит к особому типу структур. Моноклинали сопровождаются телами гипербазитов, указывающих на глубинность разломов, зонами интенсивного рассланцевания пород и пакетами меланжа. На этом основании А. С. Новикова связывает образование подобного рода структур с горизонтальными движениями вдоль поверхностей глубинных надвигов. Такое заключение представляется обоснованным и убедительным. В то же время, на наш взгляд, вряд ли следует трактовать все рассмотренные А. С. Новиковой районы как асимметричные односторонние моноклинальные формы и полностью отрицать наличие наряду с ними изоклиальных опрокинутых складок, осложненных надвигами.

Некоторые складчатые ветви сложены двумя афебскими комплексами, дислоцированными в разной степени. Эти случаи упоминались при характеристике структурных этажей. Общий структурный план таких ветвей определяет интенсивно дислоцированный нижний этаж, а верхний залегаet изолированными участками в простых по форме и не больших по размерам впадинах и моноклиналях. Особенно показательны в этом отношении складчатые ветви Карелии и Байкало-Патомского нагорья, структура которых проанализирована в сравнительном плане В. Д. Конкиным и др. (1975). Этот анализ показал, что эвгеосинклинальные интенсивно складчатые толщи залегают в названных областях в узких линейных зонах, названных В. Д. Конкиным и его соавторами *шовными структурами*.

Аналогию можно продолжить, если рассмотреть характер залегания более молодых удоканского и ятулийско-суйсарского комплексов. Удоканский комплекс слагает крупный (80×200 км) прогиб, состоящий из двух изометричных впадин, разделенных перемычкой. На бор-

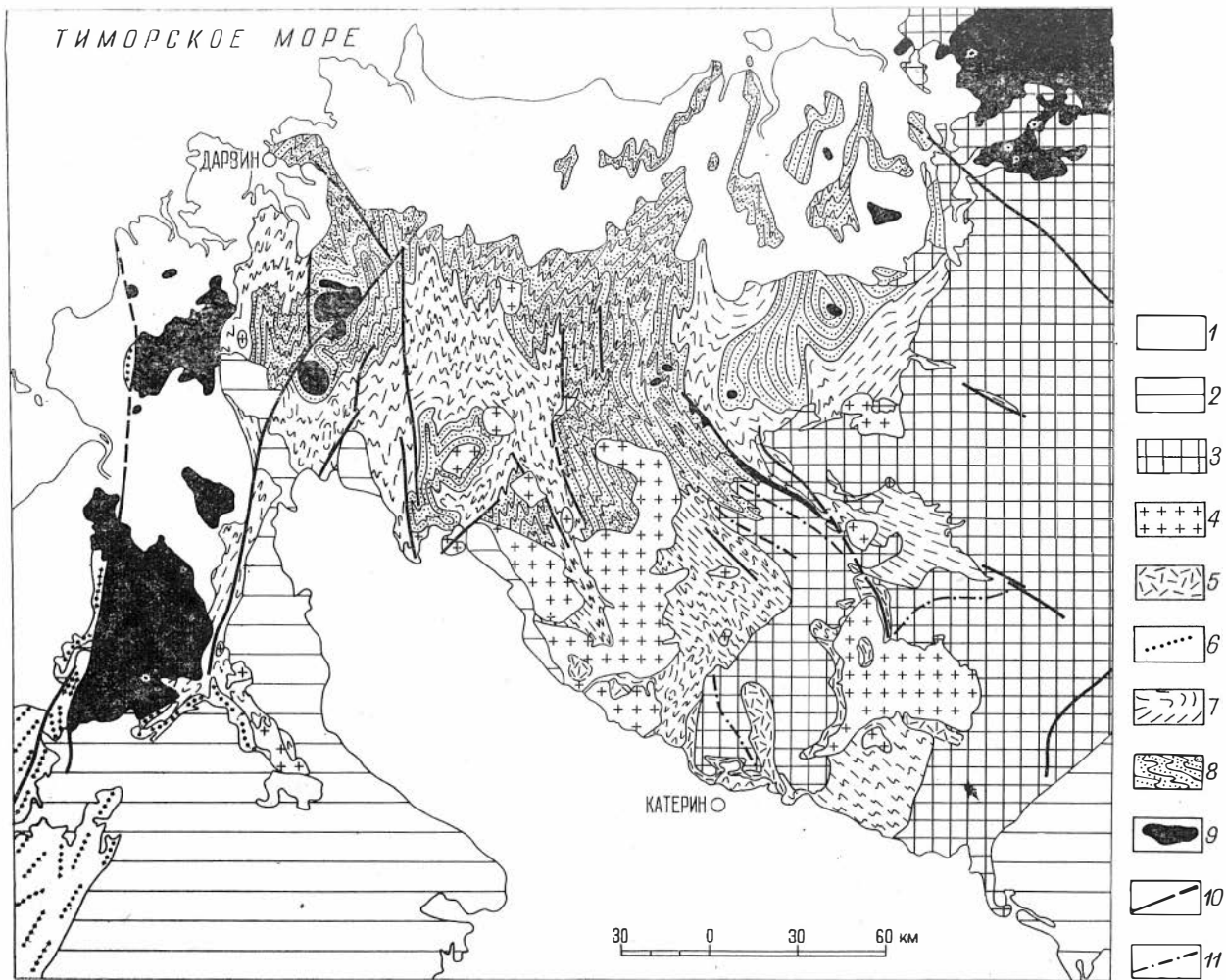


Рис. 22. Схема строения складчатой ветви Пайн-Крик (по Geology..., 1968).

1—3 — нескладчатые комплексы: 1 — фанерозой, 2 — аделандий, 3 — карпентарий; 4—8 — афебские комплексы: 4 — гранитоиды, 5 — вулканическая моласса, 6 — складчатый платформенный, 7, 8 — складчатые геосинклинальные: 7 — средний, 8 — нижний; 9 — доафебский комплекс; 10 — разломы; 11 — оси наложенных впадин.

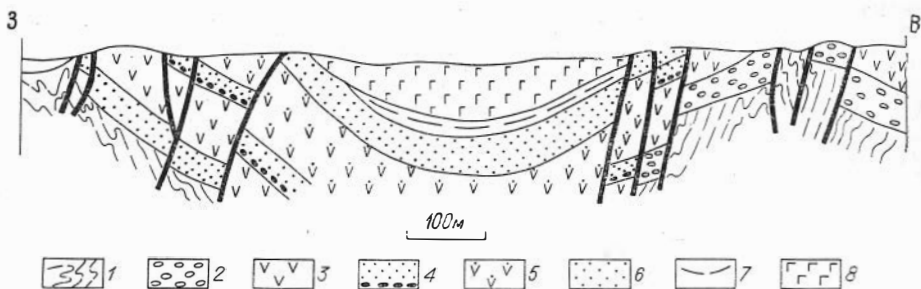


Рис. 23. Характер залегания ятулия на подстилающих толщах в синклинали Кедри-Ламбли (по В. С. Войтовичу, 1971).

1 — бергаульская свита (филлитовидные и зеленые сланцы); 2—7 — ятулий: 2 — нижняя подсвита (кварцито-песчаники и конгломераты), 3—5 — верхняя подсвита (3 — метапорфириты, 4 — кварцито-песчаники и конгломераты, 5 — миндалекаменные метапорфириты); 6, 7 — туломозерская свита: 6 — нижняя подсвита (кварцито-песчаники и конгломераты), 7 — верхняя подсвита (сланцы, мраморизованные известняки), 8 — габбро-диабазы.

тах и в приразломных зонах впадины осложнены умеренной складчатостью. На большей части их площади пласты залегают почти горизонтально (см. рис. 18). Близкие по типу, хотя и более вытянутые вдоль ограничивающих их разломов, формы характерны для ятулийско-суйсарского комплекса (см. рис. 19, 23). Еще большее структурное сходство с Удоканским прогибом обнаруживает Печенгская синклиналь, крылья которой наклонены круче.

Выступы основания, разделяющие складчатые ветви в пределах складчатых областей, различны по строению и роли в структуре. Среди них можно наметить выступы, по крайней мере, двух типов.

К одному типу относятся выступы треугольной, прямоугольной, ромбовидной, меньше более сложной в плане формы. Эти элементы расположены на участках расщепления, виргаций и реже пересечения складчатых ветвей и по ряду признаков отождествляются со срединными массивами складчатых поясов фанерозоя (Башарин и др., 1973б). Размеры массивов составляют от 20—40 до 600—700 тыс. км² (в среднем около 150 тыс. км²). Они широко распространены на Русской платформе и севере Австралийской, в провинции Черчилл Канадского щита и в Уругвайско-Бразильской складчатой области. Наличие массивов можно предполагать также на территории Китайских платформ. Границы массивов в первом приближении прямолинейны, реже дугообразны и, видимо, обусловлены крупными разрывными смещениями.

Фундамент массивов сложен глубокометаморфизованными, гранитизированными и интенсивно дислоцированными толщами алданского и киватинского этажей. Складчатость характеризуется линейностью и выдержанностью. Складчатых овалов, наложенных на линейную складчатость, не установлено, хотя и отмечаются небольшие куполовидные формы. Границы массивов срезают простираения складок фундамента под углом и значительно реже согласуются с ними.

В структуре этажа срединные массивы выражены по-разному. Большая их часть лишена чехла. Такие массивы, видимо, характерны для центральных и южных районов Русской платформы и отчасти для провинции Черчилл Канадского щита. Они являются положительными элементами структуры. Другие массивы перекрыты чехлом частично (северная часть Русской платформы) или полностью (северная часть Австралийской платформы).

Чехол срединных массивов представлен формационными рядами миогеосинклинального и платформенного типа (фалаховая и карбостромовая формации, в меньшей степени — порфиновая). Зоны относительной полноты и повышенной мощности чехла часто приурочены к краевым частям массивов (Слейв, Арнем и др.), напоминая краевые гомоклинали. Иногда же массивы перекрываются наложенными впади-

нами с увеличением мощности к центру (Западно-Онежская мульда).

В структуре чехла выражена германотипная тектоника. Наиболее типичные формы — окраинные моноклинали с очень малыми углами наклона в сторону смежных складчатых ветвей (массивы Слейв, Кимберли и др.) Эти углы скачкообразно возрастают к границам массивов, где часто наблюдается развитие приразломной линейной складчатости. Таким образом, общая структура чехла полностью приспосабливается к структуре ограничений массивов.

Выступы другого типа иногда также относятся к срединным массивам, так как обнаруживают с ними общие черты. Однако они в структуре этажа имеют другое значение и должны выделяться особо. Поскольку провести однозначное разделение множества выступов на два типа в настоящее время не представляется возможным, ограничимся лишь некоторыми примерами.

Беломорский выступ разделяет Кольский и Карельский блоки Балтийского щита (см. рис. 19). Он имеет вытянутую, слегка дугообразную форму и ограничен зонами разломов; сложен алданскими глубокометаморфизованными и интенсивно дислоцированными толщами. Широко развиты гранитогнейсовые купола. Радиометрические датировки указывают на одновозрастность наложенного метаморфизма алданских толщ времени накопления ятулийско-суйсарского комплекса (Виноградов, Тугаринов, 1964).

Известна полемика вокруг вопроса о соотношении «беломорид» и «карелид», в достаточной степени отраженная в работах К. А. Шуркина (1968) и Л. И. Салопа (1971а). Некоторые исследователи (К. О. Кратц, Ю. И. Лазарев, В. А. Соколов, К. А. Шуркин и др.), подчеркивая древний возраст беломорского комплекса, считают, что Беломорская зона играет роль срединного массива в Карельской складчатой области. Другие (Л. Я. Харитонов, Л. И. Салоп, В. З. Негруца и др.), обращая внимание на «специфический» характер ятулийских образований, выделяют Карельский массив и относят Беломорскую зону к области складчатости, обрамляющей его с северо-востока. Факты, приводимые сторонниками обеих концепций, весьма убедительны, однако возможна интерпретация, учитывающая их в совокупности.

В структуре раннеафёбской (доятулийской) Кольско-Карельской складчатой области Беломорский выступ можно рассматривать в качестве антиклинория (геоантиклинального поднятия), сложенного древнейшими породами, но завершившего свое формирование во время накопления миогеосинклинального ятулийско-суйсарского чехла. Фронтальные ограничения антиклинория разрывами сближают его в некоторой степени со срединными массивами, но в общей структуре складчатости он ведет себя конформно складчатым ветвям, вполне соответствуя централаидам орогена Л. Кобера. В близком смысле трактует природу Беломорского выступа В. А. Перевозчикова (1974). В структуре чехла выступ становится уже горст-антеклизой.

В пределах Приднепровского антиклинория (Каляев, 1965, 1973), в отличие от Беломорской зоны, были обнаружены лишь реликты алданских пород (аульская серия В. Ф. Киктенко); территория антиклинория сложена киватинскими зеленосланцевыми комплексами (конкско-верховцевская серия) и отчасти реоморфическими гранитоидами. Широко развита купольная тектоника. Антиклинорий ограничен меридиональными зонами разломов, которыми отделен от Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской складчатых ветвей.

Главная черта антиклинориев, отличающая их от срединных массивов, — приспособление структуры фундамента к простирающимся смежным складчатым ветвям при сохранении реликтов «собственной» структуры и широкое развитие наложенной купольной тектоники. Другая особенность — полное отсутствие в их пределах афёбских чехлов. Среди выступов, которые могут быть предварительно отнесены к типу антиклинориев, следует отметить «массивы» Гвинейско-Либерийский и Лео Западной Африки, а также, возможно, выход доафёбских толщ в провинции Нейн Канадского щита.

Наряду с описанными типами необходимо упомянуть еще ряд небольших выступов основания горстообразной формы, явно наложенных на структурный план афебиа. Наиболее показательны выступы Иматака и Кануку, пересекающие под острым углом афебскую складчатую ветвь на севере Гвианского щита.

Наличие выступов основания типа антиклинориев позволяет в принципе ставить вопрос о подразделении афебских складчатых областей на складчатые системы. Однако проведение такой процедуры в глобальном масштабе пока не представляется возможным из-за недостаточной степени изученности.

Строго говоря, при районировании верхней поверхности афебского этажа в качестве выступов основания можно рассматривать и описанные выше складчатые ветви двухэтажного строения. Чехол этих ветвей представлен верхнеафебскими толщами, поэтому такие участки можно было бы причлнить к щитовым или срединным массивам или выделять в качестве зон (массивов?) ранней консолидации. Однако в этом случае трудно найти критерий разделения массивов и складчатых ветвей, так как к концу афебиа практически все геосинклинальные области претерпели консолидацию. Поэтому на схеме районирования (рис. 24) в качестве массивов показаны лишь формы, для которых достаточно уверенно определена остаточная природа.

Зоны диашихзиса в структуре этажа выражены очень отчетливо. Они устанавливаются по наложенным складчатости и метаморфизму, радиометрическому «омоложению» пород основания и т. п. Типичная зона диашихзиса — это Беломорский антиклинорий. В его пределах алданские образования несут в своей структуре явный отпечаток афебского «омоложения». Оформление антиклинория отвечает заключительным стадиям развития Кольско-Карельской складчатой области. В пределах кольской части области ему примерно соответствует меньший по размерам Центрально-Кольский блок, который может быть и обломком щитового массива.

Другая зона диашихзиса — Лимпопо — разделяет в современной структуре Трансваальский и Родезийский массивы (Mason, 1973; и др.). Это сравнительно узкий, линейно-вытянутый пояс, сложенный глубоко-метаморфизованными толщами. В краевых частях зоны распознаются аналоги гранитогнейсового и зеленокаменного комплексов фундамента смежных массивов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В центральной части залегает формация Мессина, которую сопоставляют с разными горизонтами чехла массивов. В отличие от чехла она интенсивно дислоцирована и метаморфизована в условиях амфиболитовой фации. Формирование мелководных осадков этой формации предшествовало главной эпохе «тектонотермальной активности», датируемой цифрами 2300—2200 млн. лет. В то же время максимум Rb-Sr датировок пород зоны приходится на эпоху 2000 млн. лет, которая ранее рассматривалась в качестве «орогении Лимпопо» и сопоставлялась с збурнейской складчатостью. На западе зона Лимпопо почти под прямым углом сочленяется с аналогичным ей по строению, но ориентированным в субмеридиональном направлении «мобильным поясом» Шаши.

Зона Становика, или Становая складчатая область, которая многими исследователями рассматривалась как раннепротерозойская (или позднеархейская) геосинклиналь, очевидно, также представляет собой зону диашихзиса. В ее пределы непосредственно прослеживаются складчатые формы Алданского щита (Салоп, 1973), но преобладающие радиометрические датировки образуют максимум около 1860 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Зоне Становика, вероятно, аналогичны краевые части щитовых массивов Африки, примыкающие к Мозамбикскому поясу, как и западная часть самого пояса.

Не рассматривая сейчас проблем диасхизиса, что будет сделано в специальном разделе, отметим только, что охарактеризованные зоны накладываются на самые различные структурные элементы афебского этажа. Они приурочены к выступам фундамента, но охватывают лишь их части, характеризуются самостоятельным структурным планом и «выпадают» из последовательного ряда структурных элементов.

Структурные рисунки

Тектонические районы афебского этажа группируются в крупные области, различающиеся типами структурных рисунков. В структуре этажа находят отражение деформации, возникшие в течение неогена, поэтому размещение структурно-вещественных комплексов позволяет выявить некоторые специфические черты структурных рисунков афебии.

Крупнейшими положительными формами этажа, как уже было показано, являются щитовые массивы. Поскольку на всей площади массивов распространены в той или иной степени метаморфизованные породы алданского и киватицского этажей, структурные рисунки их определяются сложным сочетанием линейных, криволинейных и куполовидных сложных складчатых форм. Среди разрывных смещений преобладают пологие соскладчатые надвиги. Гранитогнейсовые купола щитовых массивов в основном были сформированы, видимо, в доафебскую эпоху диастрофизма. Однако в афебии их рост продолжался.

Характерный элемент афебского структурного рисунка массивов — это сеть регматических разрывов, наложенных на описанную складчатую структуру. Разрывы сети часто выходят за пределы массивов на территорию смежных складчатых областей, определяя размещение складчатых ветвей. Поэтому более подробная характеристика рисунков разрывных смещений будет приведена ниже.

Разрывы или связанные с ними флексуры в верхних горизонтах этажа часто определяют ограничения областей распространения чехла (впадины, синеклизы и т. п.). В особенности это относится к краевым гомоклиналям, границы которых со смежными складчатыми ветвями обычно осложнены чешуями и шарьяжами.

Краевые гомоклинали достоверно выделяются лишь по периферии массива Сьюпириор. Некоторые аналогии с ними имеют складчатые ветви двухэтажного строения, окаймляющие Сибирский щитовой массив и характеризующиеся четковидным размещением впадин, выполненных полого залегающими толщами удоканского типа, вдоль границ со смежными складчатыми областями. Щитовые массивы платформ гондванского ряда подобных ограничений не имеют. Для них более характерны изометричные в плане области развития чехла, закономерностей площадного размещения которых не улавливается.

В палеотектоническом аспекте наличие краевых гомоклиналей можно ожидать на некоторых участках Западно-Австралийского и Гвианского массивов, перекрытых складчатыми образованиями неогена. На других участках периметров массивов гондванского ряда их отсутствие, видимо, первично. Здесь выступы фундамента граничат непосредственно с афебскими складчатыми ветвями.

К большинству щитовых массивов примыкают складчатые области, сложенные комплексами, отнесенными к группе миогеосинклинальных. На Северо-Американском континенте — это Северо-Канадская, на Южно-Американском — Парагвайско-Арагуайская и Австралийском — Северо-Австралийская складчатые области. Именно в этих областях, относительно хорошо обнаженных в современной структуре, наиболее отчетливо улавливаются черты структурного плана афебского этажа. Этот структурный план был назван ранее *гондванским* (Борукаев,

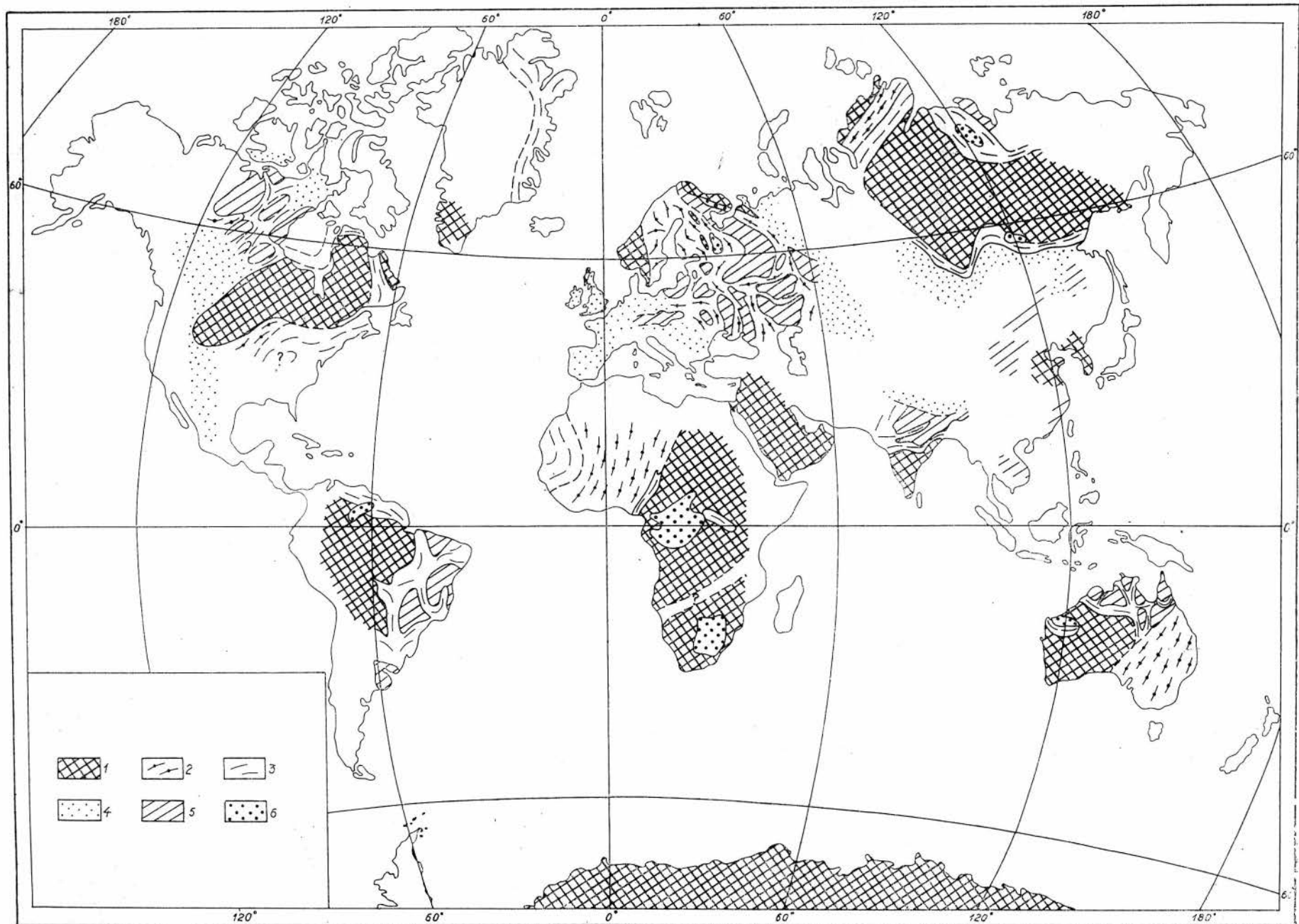


Рис. 24. Схема районирования афебского этапа древних платформ.

1 — щитовые массивы; 2—4 — геосинклинальные складчатые области: 2 — эвгеосинклинальные, 3 — наложенные миогеосинклинальные, 4 — нерасчлененные; 5 — крупнейшие срединные массивы и антиклинории в геосинклинальных складчатых областях, 6 — впадины, прогибы и синеклизы, выполненные нескладчатыми комплексами миогеосинклинальной и платформенной групп.

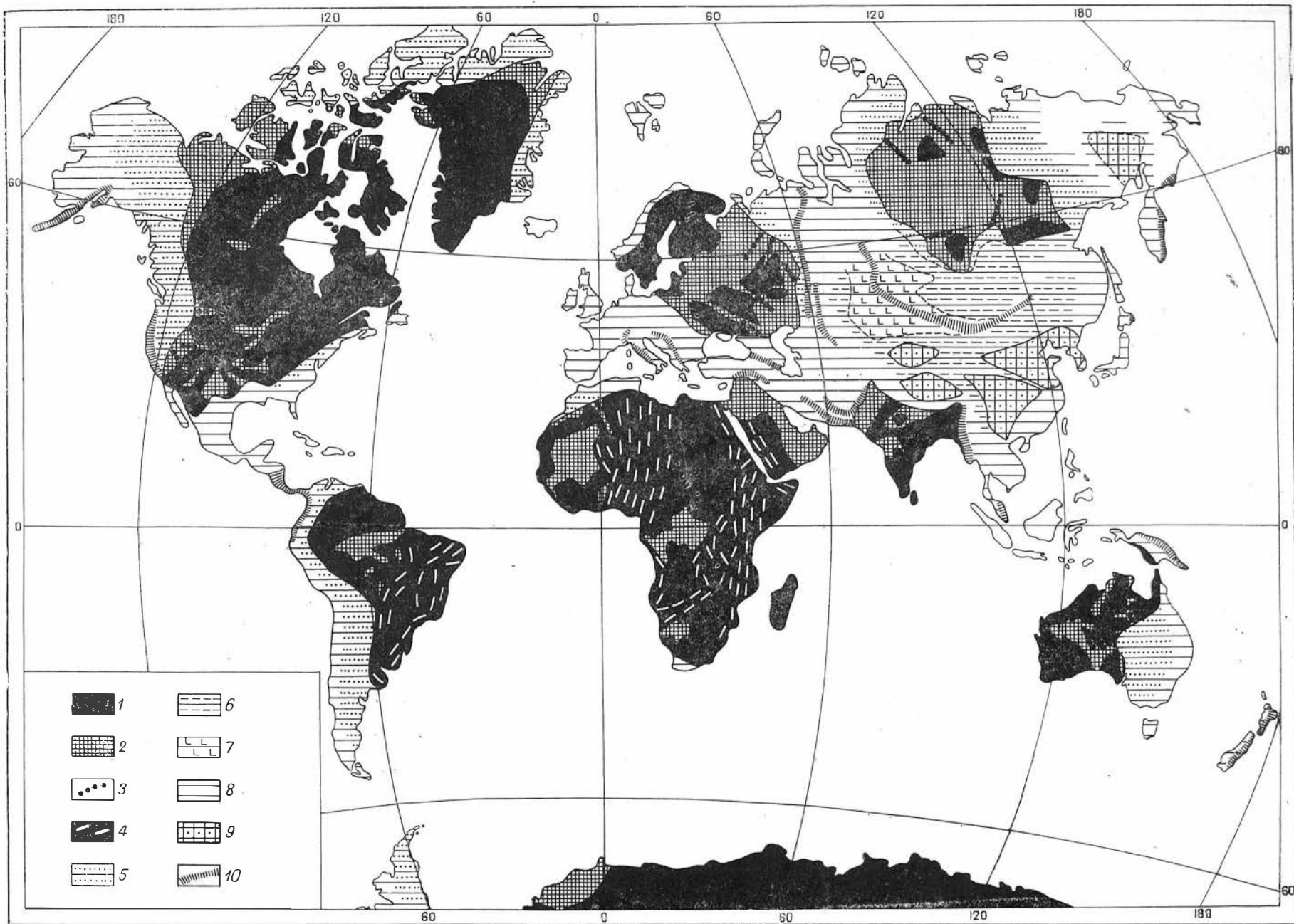


Рис. 29. Схема основных тектонических районов рифея.

Платформенные области: 1 — щиты; 2 — плиты, прогибы и грабены; 3 — авлакогены; 4 — интракратонные складчатые зоны. Геосинклинальные пояса: 5 — внешние зоны; 6, 7 — внутренние зоны; (6 — эпикратонные, 7 — ортогеосинклинальные области); 8 — геосинклинальные пояса нерасчлененные, 9 — платформенные массивы; 10 — области возможного отсутствия докембрия.

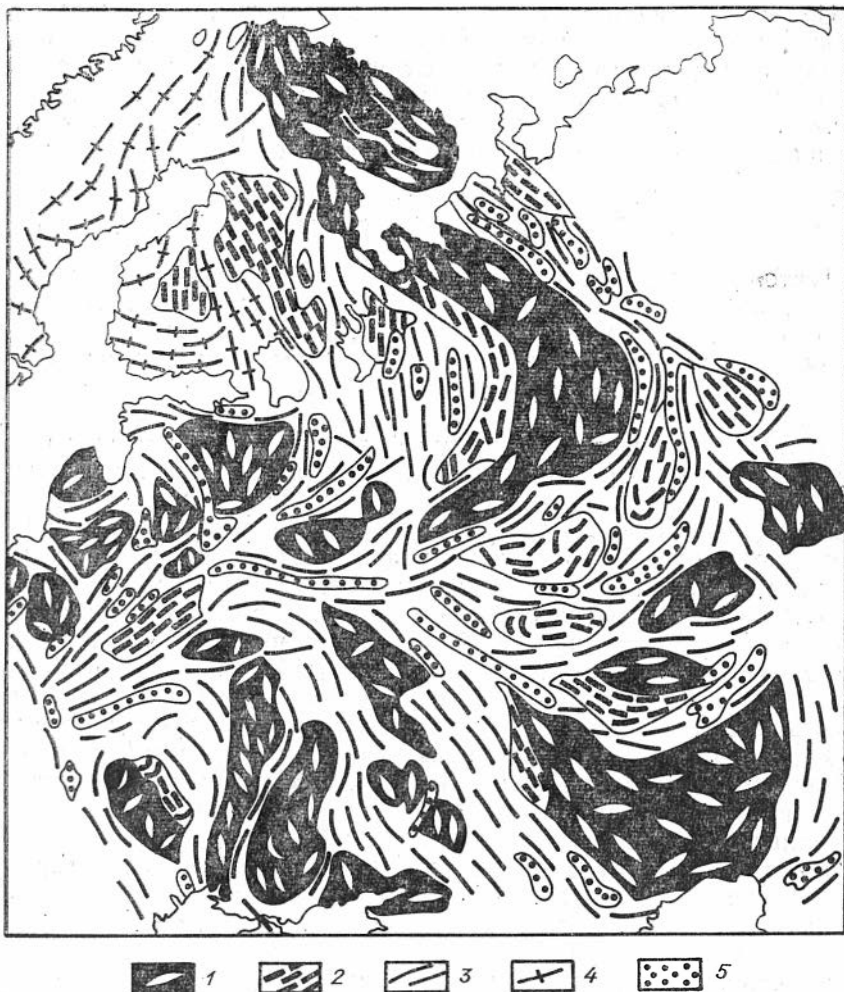


Рис. 25. Схема строения фундамента Русской платформы (по Р. А. Гафарову, 1973; А. А. Богданову, 1968; М. В. Муратову, 1973а; и др.).

1 — выступы основания; 2 — то же, переработанное карельской складчатостью, 3 — карельский и 4 — свекофенский складчатые комплексы; 5 — зеленокаменные прогибы.

1970б, 1976). Он характеризуется группировкой структурных направлений в две ортогональные системы. Одна из них включает в себя меридиональные и широтные направления, другая — диагональные к ним. Таким направлениям подчинены простираения складчатых ветвей и их элементов, ограничения срединных массивов и областей развития чехла в их пределах.

Равномерно выраженные элементы обеих систем обнаруживаются лишь в Северо-Австралийской складчатой области. В Парагвайско-Арагуайской области преобладают меридиональные и северо-восточные направления при подчиненном значении широтных и в особенности северо-западных. В Северо-Канадской складчатой области, напротив, меридиональные направления редуцированы. Здесь доминируют северо-восточные (на западе) и северо-западные (на востоке) простираения, сочетающиеся на некоторых участках с широтными.

Прямолинейность складчатых ветвей на значительных расстояниях и строгий геометрический рисунок складчатых областей позволяют связать охарактеризованные направления с разломами глубокого заложения. Такой рисунок аналогичен сети регматических разрывов

на территориях щитовых массивов, где также улавливаются направления, соответствующие указанным. Особенно отчетливо разрывы проявляются на окраинах массивов, границы которых в результате этого представлены в плане ломаными линиями, а также по бортам внутриблоковых складчатых ветвей (Анимики, Ашбертон и т. п.).

Структурный план, близкий к гондванскому, характерен и для Восточно-Европейской складчатой области. Однако в отличие от рассмотренных областей она сложена главным образом комплексами эвгеосинклинальной группы. Так, видимо, следует интерпретировать данные Р. А. Гафарова (1973), выделяющего под чехлом Русской платформы большое количество «зеленокаменных прогибов». Главное отличие структурного рисунка от гондванского плана заключается в том, что наряду с прямолинейными складчатыми ветвями здесь широко развиты и дугообразные (рис. 25). Преобладают структурные направления, диагональные к меридиану.

Менее ясен вопрос о структурных рисунках афебского этажа в фундаменте недостаточно изученных Китайских платформ. В структуре чехла отмечаются элементы охарактеризованных ортогональных систем, но неясно, являются ли они унаследованными от подобных форм фундамента или же новообразованиями неогена. На данной стадии изученности кажется вероятным, что часть платформ, а также Катаязия, представляет собой сложную мозаику массивов с неупорядоченным структурным рисунком, подобно тому, как это наблюдается в складчатой области Северо-Востока СССР.

Очень сложный структурный рисунок отличает Свекофеннскую складчатую область (Tuominen *et al.*, 1973; и др.). М. В. Муратов (1970, с. 56, 57), характеризуя его, пишет, что область «состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон в виде дуг или петель, подобных которым нет ни в одной другой протерозойской системе... Между отдельными петлями и дугами... вместо срединных массивов расположены обширные поля позднесвекофеннских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны». В складчатой области Западной Африки, сложенной комплексами свекофеннского типа, преобладают субмеридиональные простирания, хотя и здесь местами наблюдаются сложные виргации, особенно на участках размещения геантиклинальных поднятий.

Положение афебских зон диасхизиса в общем структурном рисунке этажа не очень определено. Становой пояс расположен на южной окраине Сибирского щитового массива, будучи параллелен смежной с ним складчатой области. Подобное же положение, вероятно, характерно для зоны, размещенной на восточной окраине Центрально-Африканского массива, граничащей с проблематичным Мозамбикским афебским подвижным поясом (Долгинов, Елизарьев, 1970). Последнему параллелен «мобильный пояс» Шаши. Оба эти пояса в современной структуре соединяются зоной Лимпопо, ориентированной в субширотном направлении. В отличие от окраинноконтинентальной Становой зоны она является внутриконтинентальной. Наличие в пределах зоны крупных сдвигов и участков интенсивного дробления (разломы Тати-Саби, Саутпансберг и др.) позволяет рассматривать ее в целом как гигантскую зону пластичного скалывания (Coward *et al.*, 1973). Следует иметь в виду, что меридиональные пояса, возможно, являются более молодыми, чем зона Лимпопо (Key, Hutton, 1976; и др.), но это не влияет на оценку тектонической природы зоны. Структурная позиция Беломорской зоны диасхизиса, охарактеризованная выше, также имеет специфические черты. Зона окаймлена выходами чехла, синхронного эпохе диасхизиса.

Восстановить структурные рисунки афебского этажа в областях, занятых складчатыми поясами рифея, в настоящее время не представ-

ляется возможным. Площади выходов афебия очень малы, а структура затушевана более молодыми складчатостями. Почти повсеместно обнаруженные или вскрытые скважинами в этих областях афебские комплексы относятся к группе эвгеосинклинальных. На этом основании иногда делаются выводы о весьма древнем заложении геосинклинальных поясов и их сквозном развитии от афебия к рифею. Однако нет никаких данных о структурном единстве таких эвгеосинклинальных комплексов, о принадлежности их к единым поясам.

Взаимоотношения со структурой основания

Еще на ранних стадиях изучения докембрия Канадского щита были введены понятия о лаврентьевской и алгомской «революциях», или регенерациях (Штилле, 1964). Им сопоставлялись крупные структурные несогласия, которые ограничивают афебий (гурон) снизу и сверху. Несогласие, разделяющее архей и альгонк (протерозой), т. е. границу киватиния и афебия в нашей номенклатуре, К. Ван Хайз назвал «главным». Выделение этого несогласия за пределами Канадского щита встречало серьезные затруднения, но интерпретация рубежа архей и протерозоя как границы качественно различных этапов развития Земли не подвергалась сомнению. Более того, она как будто нашла подтверждение по данным радиометрических определений возраста, так как на диаграммах статистической обработки цифр четко выявился максимум 2600 млн. лет (Gastil, 1960; Тугаринов, Войткевич, 1970; и др.).

Представления о глобальной лаврентьевской регенерации были широко распространены до последнего десятилетия и нашли отражение на Карте тектоники докембрия континентов (1972; Косыгин и др., 1972). Однако сейчас они нуждаются в серьезных уточнениях.

Л. И. Салоп (1970, 1973), пересмотрев датировки древнейших толщ, счел целесообразным сместить хронологическую границу архей и протерозоя (протозоя) на рубеж 3500 млн. лет. Это ведет к переоценке ранга несогласий внутри докембрийской толщи. Одновременно Г. И. Каляев (1973, 1974) на материалах изучения Украинского щита выдвинул гипотезу о сквозном развитии структурных элементов в позднем архее — раннем протерозое (киватинии — афебии). Таким образом, по рассматриваемому вопросу существует два взаимоисключающих мнения, причем авторы гипотез формулируют их в общем плане, придавая выявленным закономерностям глобальное значение.

Обзор литературы показывает, что явления, послужившие основой для представлений о лаврентьевской регенерации, изучались в основном в складчатых областях со структурным рисунком гондванского типа, сложенных миогеосинклинальными комплексами. Срезание складчатыми ветвями афебия простираний складчатости фундамента смежных щитовых и срединных массивов, свидетельствующее о крупном структурном несогласии, наиболее отчетливо проявляется в Северо-Канадской и Северо-Австралийской складчатых областях. В основании афебского чехла щитов Пилбара, Трансваальского и Родезийского наличие «главного» несогласия несомненно. Резкие различия структурных направлений характерны и для участков нарушения щитовых массивов внутриблоковыми складчатыми ветвями (Анимики, Ашбертон).

Иные закономерности свойственны складчатым областям, сложенным эвгеосинклинальными комплексами и имеющим структурный план, несколько отличный от гондванского. Здесь, как уже отмечалось, киватинские и афебские толщи обычно образуют единые формационные ряды. Такого типа разрезы характерны для Украинского щита, Кольско-Карельской складчатой области, северной части Гвианского щита

и запада Экваториальной Африки. Возможно, что подобные соотношения этажей наблюдаются также в Сингбхуме (Парфенов, 1970).

В некоторых из этих единых формационных рядов фиксируются перерывы и несогласия, которые связывают с границей киватиния и афебиа. Однако в достоверности датировки таких рубежей нет уверенности. Например, в киватино-афебской толще Карелии зафиксировано, по крайней мере, 4 несогласия, отвечающих значительным этапам складчатости (Лазарев, 1973). Какое из них считать «главным», неясно. В других районах, например в Алтае-Саянской складчатой области, на востоке Патомского нагорья, во внутренних районах Байкальской горной страны, афебий залегает на киватинских толщах совершенно согласно (Салоп, 1973, с. 92, 122, 123).

В результате изучения таких областей возникли представления о том, что «по формационным критериям архей не может быть контрастно отделен от протерозоя» и «структурные формы и планы складчатостей архея и нижнего протерозоя также далеко не всегда обособлены» (Каляев, 1974, с. 59). Придавать глобальное значение этим выводам не следует, но они существенно влияют на оценку роли лаврентьевской регенерации. Приведенные факты свидетельствуют о том, что регенерация проявилась далеко не повсеместно, она охватила лишь участки, завершившие геосинклинальное развитие и консолидированные в киватинии. Афебские геосинклинальные области, возникшие на этих участках, являются наложенными. Наряду с ними существовали обширные ортогеосинклинали, развитие которых продолжалось перманентно с киватиния. Близ рубежа киватиния и афебиа в этих областях, возможно, происходила дифференциация на частные геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, поэтому на отдельных участках фиксируются локальные несогласия между этажами и отвечающие им тектоно-термальные явления.

Общая характеристика структуры

Из проведенного анализа следует, что в пределах афебского этажа выделяются крупные структурные области трех категорий — щитовые массивы, миогеосинклинальные и ортогеосинклинальные складчатые области.

Щитовые массивы представляют собой в палеотектоническом плане крупнейшие выступы доафебского складчатого основания. Лишь на отдельных участках развит афебский чехол, представленный иногда платформенными, но чаще миогеосинклинальными комплексами. На склонах массивов чехол слагает краевые гомоклинали, простирающиеся вдоль смежных складчатых ветвей, тогда как во внутренних зонах структура чехла автономна по отношению к складчатому обрамлению массивов. В редких случаях наблюдаются внутриблоковые складчатые ветви, сложенные геосинклинальными комплексами. Структурный план массивов характеризуется широким развитием куполовидных и чашеобразных форм, наложенных на изоклинальную складчатость, и ргматической сетью разломов, иногда состоящей из двух ортогональных систем. Границы массивов обычно определяются крупными разломами. Интрузивные комплексы афебиа распространены в ограниченных масштабах и представлены главным образом расслоенными дифференцированными лополитами и малыми телами микроклиновых гранитов. Для массивов характерно сложное мозаичное аномальное магнитное поле (Гафаров, 1970). На отдельных участках на массивы наложены пояса диасхизиса, которые большого значения в структуре не имеют.

Миогеосинклинальные складчатые области примыкают к щитовым массивам. Их главные элементы — складчатые ветви и срединные массивы.

Складчатые ветви сложены миогеосинклинальными комплексами. Метаморфизм поясовый в фации зеленых сланцев, на отдельных участках до амфиболитовой. Разрывные смещения многочисленны и ориентированы преимущественно вдоль ветвей. Широко распространены продольные сдвиги, а в окраинных частях — надвиги и шарьяжи. Среди интрузивных комплексов преобладают гранитоиды, образующие синтетектонические штокообразные тела. В аномальном магнитном поле ветви выражены в виде полос интенсивных максимумов или чередования линейных максимумов и минимумов (Гафаров, 1970).

Складчатые ветви образуют геометрически правильную сеть, аналогичную репматической сети на территориях щитовых массивов. В ячейках сети расположены срединные массивы, которые часто представляют собой выступы кристаллического основания, но иногда покрыты чехлами, особенно в своих краевых частях. Чехол сложен миогеосинклинальными и платформенными комплексами. Массивы ограничены крупными разломами, вдоль которых вытянуты краевые гомоклинали. Среди интрузивных комплексов, распространенных локально, преобладают малые тела гранитоидного состава, комагматичные вулканогенной молассе. Чехол практически не метаморфизован. В магнитном поле срединные массивы выражены мозаичными аномалиями (Гафаров, 1970).

При общности структурного плана (гондванского типа) миогеосинклинальные складчатые области несколько различаются по характеру комплексов, слагающих складчатые ветви. Наиболее отчетливо это различие проявляется на примерах Северо-Канадской и Северо-Австралийской складчатых областей. Северо-Канадская область характеризуется распространением незавершенных формационных рядов, наличием вулканитов основного состава и весьма слабым проявлением субсеквентного кислого вулканизма. Складчатые ветви Северо-Австралийской области сложены комплексами полного ряда. Основные вулканиты практически отсутствуют, тогда как в очень широких масштабах представлены продукты кислого синтетектонического и субсеквентного вулканизма. По аналогии с формационными рядами такие складчатые области можно отнести соответственно к канадскому и австралийскому типам.

Наличие в описываемых складчатых областях большого количества срединных массивов, строгий геометрический рисунок прямолинейных складчатых ветвей и отсутствие продуктов инициального вулканизма свидетельствуют о наложенной природе областей. Очевидно, они заложены в афебии на «обрушенном» сиалическом основании. Признаком «обрушения» является срезание складчатыми ветвями структурных форм фундамента, обнажающегося в щитовых и срединных массивах. Различия в характере комплексов, слагающих области австралийского и канадского типов, можно объяснить разной степенью обрушения. Складчатые ветви областей австралийского типа возникли, вероятно, из прогибов, связанных с неглубокими коровыми разломами. Напротив, глубокие разломы, особенно активно проявлявшиеся на поздних стадиях развития, играли большую роль в эволюции ветвей канадского типа. Здесь обрушение проявилось в большей степени, и разломы, вероятно, проникли в мантию (подкоровые разломы).

Ортогеосинклинальные складчатые области изучены относительно хуже. Они сложены эвгеосинклинальными комплексами киватиния — афебия, образующими единые формационные ряды, или только афебия. Толщи, как правило, интенсивно дислоцированы, но в ряде случаев верхнеафебские миогеосинклинальные отложения залегают в виде чехла. Метаморфизм поясовый и ареальный, полиформационный (до амфиболитовой фации). Характерна сложная гамма интрузивных образований от габбро-анортозитов до мигматитов и микроклиновых гранитов. Широко развиты разрывные смещения разных типов с преобладанием продольных к простиранию складок. Складчатость напряженная (до изо-

клинальной). Аномальные магнитные поля имеют сложный рисунок.

По характеру формационных рядов и отчасти структурных рисунков ортогеосинклинальные складчатые области подразделяются на два типа, основные черты которых будут показаны на примере фундаментов Русской и Сибирской платформ.

На большей части Русской платформы складчатые ветви, сложенные эвгеосинклинальными киватино-афебскими комплексами криворожского типа, образуют густую сеть (см. рис. 25). Эта сеть напоминает структурный рисунок гондванского плана, но в отличие от него образована не только прямолинейными, но и дугообразными (криволинейными) складчатыми ветвями. Выступы основания представлены преимущественно антиклинорными блоками, в пределах которых развиты куполовидные формы. Наряду с ними, вероятно, присутствуют отдельные срединные массивы. На участках сочленения областей с щитовыми массивами (например, Сибирским) иногда располагаются полосы, в которых афебские образования имеют миогеосинклинальный характер и залегают в виде чехла. Такие полосы обнаруживают большое сходство с внешними (миогеосинклинальными) зонами складчатых поясов неогей. Аналогичные участки располагаются иногда внутри складчатых областей, в непосредственной близости к крупным антиклинорным блокам. Такие области можно отнести к криворожскому типу в соответствии с типом выполняющих их эвгеосинклинальных комплексов.

В Свекофеннской складчатой области существование толщ, более древних, чем афебские, сомнительно. Афебий же представлен комплексами свекофеннского типа. Структурный рисунок очень сложный, петельчатый. Срединных массивов нет, в некоторой степени гомологичны им крупные батолиты гранитоидов. Достоверных структурных аналогов Свекофеннской складчатой области в афебском этаже пока не обнаружено. Однако можно полагать, что подобные области скрыты местами под складчатыми поясами рифея. Поэтому они выделяются условно под названием областей свекофеннского типа.

Области криворожского типа возникли в результате «обрушения» кристаллического основания. Однако в отличие от миогеосинклинальных областей обрушение началось не в афебии, а в киватинии. Судя по формационным особенностям киватино-афебских комплексов, оно было весьма интенсивным. Океаническая кора, на которой закладывались эвгеосинклинали (Наливкина, 1966), была, видимо, вторичной и возникла вследствие горизонтального растяжения (дрейфа) сиалических блоков. Свекофеннская область, как справедливо полагают многие исследователи (Хаин, 1972; и др.), образована из геосинклинали, расположенной целиком на океанической коре. Возможно, эта кора была первичной. Этому как будто противоречит отсутствие в разрезах Свекофеннской области мощных офиолитовых комплексов и преобладание кислых разновидностей вулканитов (лептиты) наряду с широким развитием осадочных формаций (в том числе фалаховой). Этот факт, вероятно, можно объяснить чрезвычайно пологим характером зеркала складчатости области, в силу чего на поверхности обнаруживаются преимущественно средние и верхние члены формационного ряда.

Таким образом, выделенные в афебском этаже структурные области образуют непрерывный эволюционный ряд, крайние члены которого — сиалические щитовые массивы и складчатые области свекофеннского типа, возникшие на первичной океанической коре (рис. 26). Особенности строения геосинклинальных областей можно связать со строением земной коры прошлого, со степенью ее раздробленности.

Унаследованными от киватинии являются области криворожского типа. Области свекофеннского типа по структурному рисунку и характеру комплексов также тяготеют к нижним этажам, хотя они и более молодые. Остальные структурные области представляют собой ново-

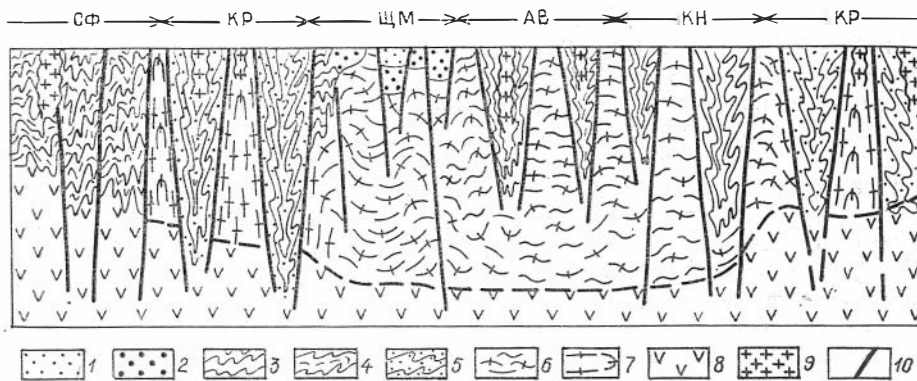


Рис. 26. Латеральный ряд структурных областей афебского этажа.

Структурно-вещественные комплексы: 1, 2 — нескладчатые: 1 — платформенные, 2 — геосинклинальные; 3—5 — складчатые геосинклинальные: 3 — многогеосинклинальные афебские, 4 — эвгеосинклинальные афебские (свекофенский тип), 5 — эвгеосинклинальные киватинско-афебские (криворожский тип); 6, 7 — комплексы основания: 6 — алданий и киватиний, 7 — алданий; 8 — меланократовый фундамент; 9 — батолиты гранитоидов, 10 — разломы. **Структурные области:** ЩМ — щитовые массивы; складчатые геосинклинального типа: АВ — австралийского, КН — канадского, КР — криворожского, СФ — свекофенского.

образования афебия. Эти факты свидетельствуют о сложности структурного плана этажа, об отсутствии общих коренных перестроек структуры на его нижней границе и об известной преемственности развития от структуры нижних этажей в период его формирования.

РИФЕЙСКИЙ ЭТАЖ

Верхний этаж докембрия заключен между изохронами 1750 ± 100 и 570 ± 20 (начало кембрия) млн. лет. Его хронологические рубежи близки границам рифея в трактовке М. А. Семихатова (1974) или мезогей в понимании В. В. Меннера и Н. А. Штрейса (1971).

В канадских схемах ему отвечают хеликий и хадриный (Stockwell, 1968; Goodwin, 1974), в африканских — докембрий В и А (Шуберт, Фор-Мюре, 1967), в австралийских — часть карпентария и аделаида (Dunn e. a., 1966). В стратиграфической шкале Л. И. Салопа (1973) в принятые рамки рифейского этажа попадают средний и верхний неопротозой, эпипротозой и эокембрий, которые в пределах точности определения границ практически совпадают с традиционными подразделениями — нижним, средним и верхним рифеем и вендом.

Структурно-вещественные комплексы

Описание структурно-вещественных комплексов рифея дается по тектоническим районам в последовательности, соответствующей степени их изученности. Наиболее изучены платформенные области.

Платформенные области. Структурно-вещественные комплексы рифейского этажа в платформенных областях слагают нижние части чехла. В одних случаях они образуют покровы изометричной формы (плиты), в других — выполняют линейные зоны (прогибы, грабены, авлакогены). На некоторых платформах рифейские комплексы линейной и изометричной форм тесно сближаются между собой, образуя своеобразные интракратонные зоны.

Среди комплексов, образующих плащеобразные покровы, можно наметить три типа — сибирский, восточноевропейский и техасский (рис. 27).

Сибирский тип выделен на примере толщ, слагающих рифейско-вендскую часть чехла Сибирской платформы. Он сложен преимущественно песчаниками и карбонатными породами, ассоциации которых циклично

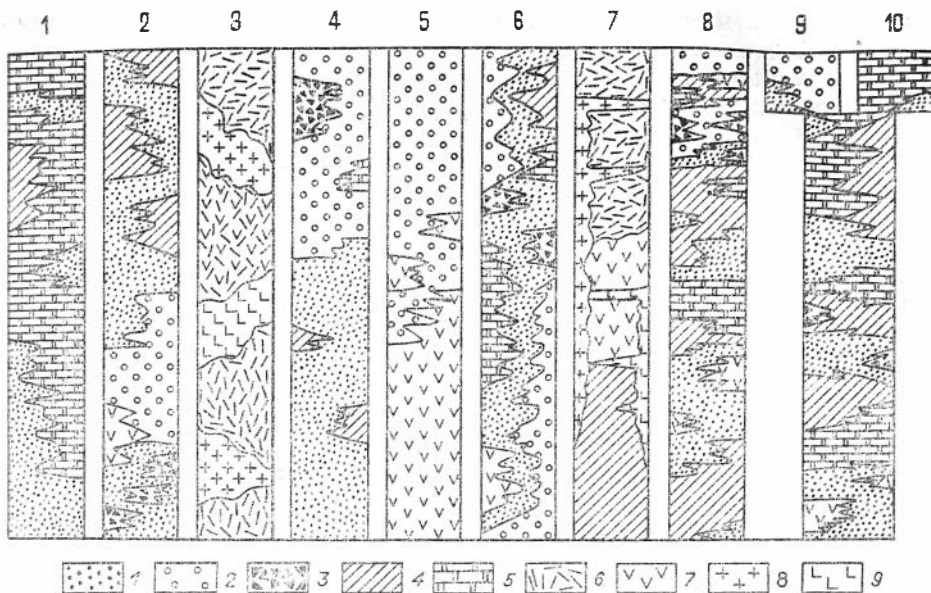


Рис. 27. Сводные стратиграфические разрезы комплексов платформенных областей и внешних зон геосинклинальных поясов.

Формации: 1 — фалаховая; 2 — молассовая; 3 — спарагмитовая; 4 — аспидная; 5 — карбостромовая; 6 — порфировая; 7 — андезито-базальтовая; 8 — гранитоидная; 9 — диоритовая. Типы и подтипы комплексов: 1 — сибирский; 2 — восточноевропейский; 3 — техасский; 4 — оршанский; 5 — кивинский; 6 — пачелмский; 7 — уошито; 8 — кибарский; 9, 10 — уральский; 9 — башкирский подтип, 10 — юдомский подтип.

чередуются в разрезе. Реже присутствуют пачки алевролито-глинистых, кремнистых пород и конгломератов. В основании комплексов, как правило, залегает фалаховая формация, а кончаются они повсеместно карбостромовой формацией (юдомская свита и ее аналоги). Мощность комплексов этого типа местами достигает первых тысяч метров.

Примерами комплексов сибирского типа на других платформах могут служить синийские толщи Китая и Кореи, образования, слагающие синеклизы Конго и Таудени в Африке, Декканскую синеклизу в Индии и др.

Восточноевропейский тип выделен на примере вендских толщ Восточно-Европейской платформы. Они сложены преимущественно формациями терригенного ряда, но местами включают вулканогенные породы трапповой формации (Ушакова, 1970). Мощность комплексов обычно не превышает первой тысячи метров.

Наиболее распространены в разрезах этого типа олигомиктовые и полнмиктовые песчаники, а также конгломераты и алевролито-глинистые породы. Местами заметна примесь туфового материала, иногда присутствуют пачки карбонатных пород. Значительная часть конгломератов, по-видимому, имеет ледниковое происхождение.

Структурно-вещественные комплексы этого типа известны на Северо-Американской платформе и широко распространены на платформах южного полушария. К ним относятся толщи, слагающие Амазонскую плиту Южной Америки, прогибы и бассейны северо-запада и севера Австралии.

Техасский тип структурно-вещественных комплексов выделен на примере толщ, распространенных в южных штатах Северной Америки. Комплексы сложены вулканоплутонической порфировой формацией (Flawn, Muehlberger, 1970; и др.). Среди интрузивных пород отмечаются гранофировые гранит-порфиры, риолиты, гранофиры, диабазы, среди эффузивов — в подавляющем количестве трахитовые порфиры, трахиты,

кварцевые трахиты, риолиты, перлитовые риолиты и их туфы. Реже присутствуют базальты. Местами содержатся прослои терригенных пород. Мощность комплексов, видимо, нигде не превышает 2 тыс. м. Залегание эффузивных покровов и прослоев осадочных пород обычно горизонтальное. Образования этого типа известны и на других платформах — Австралийской; Индостанской, Африканской. Более разнообразны структурно-вещественные комплексы, слагающие в платформенных областях линейные зоны (грабены, прогибы и авлакогены). Среди них различаются четыре типа — оршанский, кивинский, пачелмский и уошито.

Оршанский тип известен на многих древних платформах, но наиболее хорошо изучен на Восточно-Европейской. Типичным примером его является толща терригенных пород, выполняющих Оршанский (Волинско-Оршанский) прогиб (Брунс, 1964; Келлер и др., 1968а, б; Айзберг и др., 1975). Мощность этих комплексов колеблется в широких пределах, но не превышает, по-видимому, 3—3,5 тыс. м. Среди терригенных пород основную роль играют пестроцветные кварцевые и кварц-полевошпатовые разновидности очень непостоянного гранулометрического состава, степени сортированности и окатанности. Не исключено присутствие тиллитоподобных пород. В подчиненных количествах развиты граувакки и в тонких прослоях — доломиты. Комплексы сложены преимущественно породами фалаховой и спарагмитовой формаций. В очень небольших количествах присутствуют вулканогенные формации — трап-поя, фонолит-трахит-базальтовая и палеолипарит-диабазовая (Ушакова, 197С; и др.).

Комплексы оршанского типа особенно широко распространены на Северо-Американской (кварциты Су, Мазатцал, Атабаска и др.) и на Австралийской (толщи Бреснахан, Маунт-Паркер, Катерин-Ривер и др.) платформах. Известны они и на других платформах.

Кивинский тип выделен пока только на Северо-Американской платформе. Примером его может служить супергруппа Кивино, развитая в окрестностях оз. Верхнего (Hamblin, 1965; Huber, 1973, 1975). Кивинский комплекс представляет собой вытянутую линзу вулканогенно-терригенных отложений общей мощностью около 12 тыс. м, из которых 50—70% приходится на вулканогенные образования. Эти образования представлены преимущественно платобазальтами с небольшим количеством андезитов и риолитов. Терригенные толщи сложены преимущественно красноцветными конгломератами, грубозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, составляющими в целом молассовую формацию. Вулканогенные образования слагают нижнюю часть разрезов, в средней части они переслаиваются с обломочными породами. Разрезы завершаются грубообломочными терригенными толщами.

К кивинскому типу относится группа Коппермайн-Ривер, развитая в окрестностях залива Коронейшен на севере Канады (Вагагар, Робертсон, 1973; Вагагар, Дональдсон, 1973). Суммарная мощность группы составляет около 5 тыс. м, из которых около 70% приходится на базальты.

Пачелмский тип комплексов выделен на примере толщ, слагающих авлакогены восточной части Восточно-Европейской платформы — Камско-Бельский, Пачелмский, Рязано-Саратовский и др. (Салоп, 1973; Аксенов, Солонцов, 1974; Шарипов, 1975; и др.). Они сложены преимущественно терригенными красноцветными породами и в меньшей степени мергелями и доломитами. Преобладают олигомиктовые, кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники; в меньших количествах присутствуют алевролиты и сланцы. Разрезы комплексов представлены чередующимися карбостромовой и фалаховой формациями. В краевых частях комплексов местами появляются гравелиты и конгломераты. Мощность комплексов этого типа изменчива; максимальные значения ее 8—10 тыс. м.

Комплексы типа *уошито* выделены на примере вулканогенно-терригенных толщ, развитых в одноименном авлакогене на юге США (Ham e. a., 1964; Ham, 1970; Flawn, Muehlberger, 1970). В основании разреза залегает мощная (до 6 тыс. м) терригенная толща, представленная песчаниками, алевролитами и аргиллитами полимиктового и олигомиктового состава с прослоями кремнистых сланцев. Терригенные породы являются продуктами разрушения подстилающих гранитоидов, эффузивов кислого состава и метаосадочных отложений и отличаются слабой зрелостью. Эти характеристики позволяют относить их к аспидной формации. Выше аспидной располагается спилитовая формация (до 2 тыс. м), сложенная базальтами, спилитами, андезитами и палагонитовыми туфами; спилитовую сменяет риолитовая формация (до 1,5 тыс. м), представленная риолитами, агломератами и туфами кислого состава.

Комплекс прорван и местами расклинен мощными (0,3 до 0,5 тыс. м) силлами и пластовыми телами габброидной и гранитоидной формаций. В габброидную формацию входят диаллаговые габбро, анортозиты, оливиновые габбро, троктолиты и кварцевые диориты; гранитоидная формация сложена преимущественно пертитовыми лейкогранитами. Комплексы типа *уошито* на других платформах пока не известны.

Своеобразные и сложно построенные комплексы распространены в интракратонных складчатых зонах платформенных областей южного полушария. Они сходны между собой по структурным и вещественным характеристикам, что позволяет объединить их в единый *кибарский* тип. В качестве кибарского тектонотипа следует привести разрез рифейских образований, развитых в Центральной Африке на территории Бурунди, восточной части Конго (Киншаса), западной Танзании и Замбии (Хаин, 1971; Божко, 1973, 1975; Келлер, 1973в; Семихатов, 1974; и др.). Он сложен осадочными образованиями. Лишь в середине нижней половины разреза локально присутствуют вулканы порфировой формации мощностью до 1 тыс. м. Среди осадочных толщ значительное место занимают аспидная, фалаховая и молассовая формации, меньшую роль играет карбостромовая. Внутри молассовой формации, слагающей верхи комплекса, выделяются несколько горизонтов тиллитов.

Низы комплекса, а в некоторых случаях и его верхняя часть, прорваны многочисленными гранитами, порфиroidными гранитами и пегматитами. Среди интрузивных комплексов, расположенных в складчатых зонах, различаются синтетектонические и посттектонические. Все отложения метаморфизованы, особенно сильно (местами до амфиболитовой фации) в низах комплекса, слабее — в его верхних частях. Мощность комплексов определяется в 10—17 тыс. м.

Структурно-вещественные комплексы кибарского типа развиты в Мозамбикском поясе Восточной Африки, в меридиональной зоне, протягивающейся через Дагомейско-Нигерийский и Ахагарский массивы, включая Атакорскую зону складчатости (Божко, 1973, 1975), а также в Уругвайско-Бразильском поясе Южной Америки.

Геосинклинальные пояса. Среди структурно-вещественных комплексов различаются комплексы внешних и внутренних зон. Комплексы внешних зон по вещественным характеристикам часто сходны с комплексами краевых частей платформенных областей. Различия заключаются прежде всего в разных мощностях и проявлениях дислокаций.

На примере рифейских толщ Скалистых Гор и Аппалачей Северной Америки, восточного и северного обрамления Восточно-Европейской и южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформ можно выделить структурно-вещественные комплексы *уральского* типа (см. рис. 27). В строении этого типа комплексов принимают участие карбонатные и терригенные, реже вулканогенные образования.

Среди карбонатных пород распространены доломиты, в меньшей степени известняки. И те и другие обычно окремнены и насыщены стро-

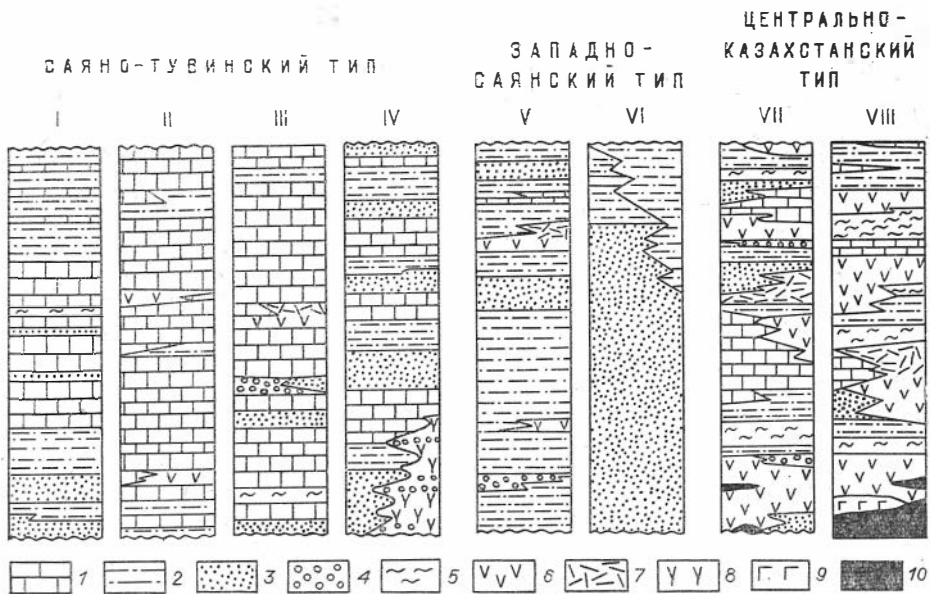


Рис. 28. Схематические стратиграфические разрезы комплексов внутренних зон 1 — карбонатные отложения; 2 — песчано-сланцевые отложения; 3 — преимущественно песчано-гравелито-конгломератовые отложения; 4 — кремнистые породы; 5 — вулканоген или среднего состава; 6 — вулканогенные образования преимущественно кислого состава; 7 — вулканогенные образования пестрого состава; 8 — габброиды; 9 — габброиды; 10 — гипербазиты. Подтипы комплексов; I — дер III — минусинский, IV — тяньшанский, V — окниский, VI — шотландский, VII — кувайский, VIII — сархойский, сархойский,

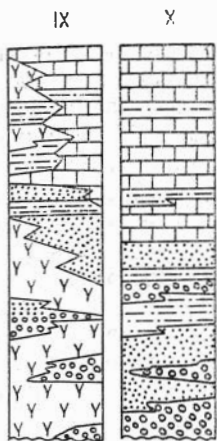
матолитовыми постройками. Терригенные породы представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В них часто присутствуют ледниковые и турбидитовые генетические типы. В песчаниках существенную роль играют кварцевые и аркозовые разности бурых и розовых окрасок. Среди вулканогенных образований отмечаются базальтовые и андезитовые лавы и их туфы. Реже присутствуют кислые вулканиты.

Для комплексов уральского типа характерна цикличность. Каждый цикл начинается грубозернистыми, продолжается более тонкозернистыми терригенными породами и заканчивается часто карбонатными. В разных местах количество литологических циклов различно. Местами, например в Юдомо-Майском прогибе, их насчитывается до четырех.

Наборы формаций, составляющих комплексы данного типа, намечены Б. М. Келлером (1973в) и включают аспидную, спарагмитовую, фалаховую и карбостромовую формации. Подчиненно проявляются молассовая и флишевая осадочные, а также порфирировая и трапповая вулканогенные формации. В качестве включений в комплексах уральского типа присутствуют нехарактерные для рифейского этажа формации — эвапоритовая, карбонатно-кремнистая и некоторые другие. Комплексы уральского типа можно разделить на два подтипа — башкирский и юдомский.

Комплексы башкирского подтипа характеризуются присутствием в верхних частях моласс. В Башкирском поднятии это отложения ашинской свиты, а в Скалистых Горах — конгломераты группы Виндермер (Беккер, 1968; Келлер, 1973в; и др.).

Рифейская часть комплексов юдомского подтипа, в отличие от башкирского, завершается карбостромовой формацией (юдомская свита и ее аналоги). Необходимо отметить, что эта формация продолжается в платформенную область, где входит в состав структурно-вещественного комплекса сибирского типа. Комплексы юдомского подтипа распростра-



геосинклинальных поясов.
песчаные отложения; 4 —
ные образования основного
8 — вул. канонные образова-
бинский, II — монгошинский,
VIII — еремантауский, IX —
X — манский.

торой преобладают карбонатные формации и в подчиненном количестве местами содержатся пачки карбонатно-глинистых и кремнистых (кварцевых песчаников²) пород. Завершается комплекс карбонатно-терригенными отложениями (до 1,5 тыс. м), местами ритмично-слоистыми и напоминающими флишоидную формацию.

К этому подтипу относятся комплексы востока Алтае-Саянской складчатой области и севера Монголии, включающие шутхулайскую, балыктыгхемскую, билинскую свиты и их литологические аналоги (Межеловский, Мальцев, 1967; Парфенов, 1967; Ильин, 1974; Тектоника..., 1974). Сюда же следует отнести мощный (до 12—13 тыс. м) рифейский комплекс, распространенный в Байкало-Витимской геосинклинальной системе и представленный катерской, уакитской, селенгинской и икатской сериями (Салоп, 1964; 1973; Клитин и др., 1970; Парфенов, Полеко, 1974). В этом комплексе карбонаты играют подчиненную роль, которые также сконцентрированы в его средней части. В нижней, большей по мощности, части комплекса различаются аркозовая, аспидная и граувакковая формации, иногда с примесью вулканитов различного состава. В верхах появляются толщи флишоидного строения.

Монгошинский подтип состоит из существенно карбонатных толщ мощностью до нескольких тысяч метров. В качестве включений присутствуют песчано-глинистые, реже кремнистые и вулканогенные образования. Комплексы данного подтипа местами залегают несогласно на дербинских. Они представлены монгошинской свитой Сангиленского массива, айлыгской свитой Билинского массива и их литологическими аналогами (Кудрявцев, 1963; Межеловский, Мальцев, 1967; Волков, Парфенов, 1970).

Комплексы минусинского подтипа не заканчиваются в докембрии, а продолжают в нижний палеозой и тесно с ним связаны в структурном и формационном плане. Для преобладающей части разреза комплексов характерны формация битуминозных известняков и карбостромовая

нены по периферии Сибирской платформы, а также в зоне Аделаида Австралии.

Мощность комплексов уральского типа обычно большая, достигает 12—15 тыс. м, но местами не превышает 2—3 тыс. м.

Типы структурно-вещественных комплексов внутренних зон выделены на примере изученных участков Урало-Монгольского, Средиземноморского и Грампианского поясов. В Урало-Монгольском поясе широко распространены комплексы *саяно-тувинского* типа. Они залегают в основании рифейского этажа или слагают его полностью; характеризуются преимущественным распространением карбонатных и терригенных формаций и отсутствием или слабой насыщенностью вулканогенным материалом. В зависимости от полноты разреза, вариаций состава и формационной последовательности в нем могут быть выделены дербинский, монгошинский, минусинский и тяньшанский подтипы (рис. 28).

Тектонотипом дербинского подтипа является одноименная серия Восточно-Саянского (Дербинского) антиклинория. Серия начинается песчано-сланцевой ассоциацией мощностью не менее 2 тыс. м. На ней залегают мощная (до 4—5 тыс. м) терригенно-карбонатная толща, в ко-

формация. В небольшом количестве отмечаются вулканиты основного и кислого состава, кремнисто-глинистые породы, граувакковые песчаники, иногда грубообломочные образования. Целостность комплексов местами нарушена локальными перерывами и несогласиями. Этот подтип развит в Минусинском, Центральном-Тувинском, Тоджинском и Алтае-Кузнецком блоках (Волков, Парфенов, 197С; Парфенов, Попоко, 1974).

В тяньшанском подтипе, широко представленном в Центральном Казахстане и Тянь-Шане, преобладают терригенные породы. Карбонатные отложения обычно распределены по всему разрезу. Местами отмечается грубое чередование их с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Наблюдаются значительные колебания мощностей комплексов, а в ряде участков крупные перерывы и несогласия. В некоторых разрезах присутствуют вулканогенные толщи порфировой формации.

Для комплексов тяньшанского подтипа характерен разрез, распространенный в Киргизско-Терской зоне и состоящий из караджилгинской, ортотауской, кенкольской и нижней части терской серий. Построен он ритмично. В нем выделяются до шести ритмов, мощность которых колеблется от 0,8 до 2 тыс. м и более (Киселев, Королев, 1972). Каждый ритм начинается, как правило, кварцевыми или аркозовыми песчаниками, сменяющимися песчано-глинистыми отложениями. Завершаются ритмы карбонатными породами, объединяющимися местами в карбостромовую формацию. В основании верхнего наиболее мощного ритма устанавливается угловое и азимутальное несогласие, приводящее к налеганию его местами непосредственно на дорифейское основание. Разрез Киргизско-Терской зоны заканчивается маломощной (до 200 м) пачкой кварцевых и аркозовых песчаников с признаками кор выветривания в основании. В. Г. Королев и В. В. Киселев (1974) считают, что эти образования широко развиты в Тянь-Шане и Казахстане и отражают период стабилизации и пенепленизации района.

Меньшую мощность (около 3—4 тыс. м) и несколько иной состав имеют комплексы, сложенные боздакской и кокчетавской сериями Улутау (Зайцев, Филатова, 1974), боровской серией Кокчетавского массива (Розен, 1974), айкарлинской и киикской свитами и их возможными аналогами Атасу-Моинтинского водораздела (Авдеев и др., 1974) и др. В основании этих комплексов иногда залегают порфиновые или базальто-порфиновые формации, ассоциирующиеся местами с грубообломочными толщами (белкудукская и карасуйская свиты Улутау, кууспекская свита Кокчетавского массива и др.). Средние части комплексов представлены песчано-глинистыми или терригенно-карбонатными ассоциациями.

К тяньшанскому подтипу может быть отнесен также рифейский комплекс Малого Каратау в объеме ичкелетауской, узунахматской и карагоинской серий общей мощностью до 4—5 тыс. м (Киселев, Королев, 1972). Этот комплекс начинается карбонатной формацией, сменяющейся выше по разрезу ритмично слоистой песчано-глинисто-алевролитовой формацией существенно кварцевого или кварц-полевошпатового состава, которая после перерыва уступает место флишовой группе формаций — сначала терригенному, а затем карбонатному флишу. Последние две формации могут замещать друг друга по латерали.

Комплексы тяньшанского подтипа, по данным В. М. Моралева и Ю. С. Перфильева (1974а), распространены в срединных массивах в районе Кабула, в Нуристане, на севере Кашмира, в Иране и северо-западной части Гималаев. Считается, что исходными породами для них были известняки (местами строматолитовые), кварцевые песчаники, глинистые породы и иногда вулканиты. В районе Кабула, например, комплекс начинается породами фалаховой формации.

В некоторых участках Урало-Монгольского пояса встречаются комплексы, занимающие промежуточное положение между дербинским и

тяньшанским подтипами. Сюда относится рифейский комплекс южного борта Монголо-Охотской геосинклинальной системы, вскрытый в Юго-Восточном Забайкалье и объединяющий верхнеборзинскую, нортуйскую и биркинскую свиты мощностью 7—8 тыс. м. Этот комплекс начинается аркозой (фалаховой?) формацией, на которой залегает карбонатная. Верхняя половина комплекса представлена вулканогенно-карбонатно-сланцевой ассоциацией.

Рассмотренные комплексы саяно-тувинского типа характеризуются широким площадным распространением. В отличие от них намечаются два типа комплексов — западносаянский и центральноказахстанский, выполняющие линейные прогибы и трог, развившиеся на разном фундаменте.

Западносаянский тип определяется исключительным или резко преобладающим развитием терригенных (песчано-глинистых) формаций при подчиненной роли карбонатных, кремнистых и вулканогенных образований. Комплексы данного типа по сравнению с предыдущим представляют собой более мелкие тела, но в региональном плане они распространены довольно широко. Среди них могут быть намечены два подтипа — окинский и шотландский.

Окинский подтип характеризуется преимущественным распространением граувакковых и полимиктовых песчаников и глинистых сланцев с переменным количеством вулканогенных пород. Тектонотипом является комплекс, сложенный окинской свитой одноименного прогиба Восточного Саяна. Мощность свиты превышает 6—7 тыс. м. Нижняя часть комплекса, по данным Л. М. Парфенова (1967), сложена главным образом песчано-глинистыми образованиями существенно олигомиктового состава, среди которых заключены маломощные пачки вулканитов основного состава, редко — полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов. В верхней части комплекса, более насыщенной вулканитами, преобладают полимиктовые разности пород. В небольшом количестве присутствуют карбонатные и карбонатно-глинистые отложения. Среди вулканитов имеются как основные, так и кислые породы.

Комплексы этого подтипа распространены в Алтае-Саянской области, в Монголии и в более южных районах Урало-Монгольского пояса. Они залегают на комплексах саяно-тувинского типа. В их основании отмечаются несогласия.

В Алтае-Саянской области рассматриваемые комплексы представлены окинской, а в Монголии — шишихидской свитами и их литостратиграфическими аналогами. Южнее комплексы окинского типа включают серию Чинозар (район г. Кабула), серии Атток и Хазара (северные районы Пакистана), серии Чаман и Котандр (Центральный Афганистан). Здесь развиты песчано-глинистая, кремнисто-глинистая и дацит-андезитовая формации (Моралев, Перфильев, 1974а). Близко к ним, по-видимому, стоит серия Догра северо-западной части Кашмира, отличающаяся повышенным содержанием карбонатных пород.

Комплексы окинского подтипа могут быть выделены и в Средиземноморском поясе, на территории Западной Европы. В них преобладают граувакковые, полимиктовые песчаники и глинистые сланцы при весьма подчиненном количестве карбонатов. В верхах комплексов местами отмечаются пестроцветные песчано-глинистые и грубообломочные образования, напоминающие молассу, а также тиллиты и тиллитоподобные накопления. Примерами служат комплексы, сложенные мощнейшим (около 15 тыс. м) разрезом Бривера центрального трога Армориканского массива, мощной (7—8 тыс. м) филлитово-сланцевой толщей Малопольского массива, сериями Ноккарт и Брей юго-восточного побережья Ирландского моря и др. (Салоп, 1973; Матвеевская, 1975).

Шотландский подтип выделен на примере Мойнской и Дальредской серий, общая мощность которых составляет более 15 тыс. м (Салоп,

1973; Матвеевская, 1975). Нижняя часть комплекса (Мойнская серия) образована монотонной аркозовой формацией. Выше трансгрессивно залегает более изменчивая часть комплексов (Дальредская серия). В одних местах она сложена формацией кварцевых песчаников, сменяющейся вверх по разрезу сланцево-граувакковой формацией с включениями вулканогенных пород основного состава, в других представлена флишеидными кварцито-песчано-глинистыми толщами.

К рассматриваемому подтипу, вероятно, могут быть отнесены терригенные толщи Испании в объеме формации Виллалба и серии Кандана, Бривер Армориканского массива (Северная Бретань). Он же, видимо, распространен местами и в Аппалачах.

Центральноказахстанский тип характеризуется развитием вулканогенных, терригенных и хемогенных отложений. Среди вулканитов широко представлены продукты инициального магматизма, входящие в состав таких формаций, как спилито-кератофировая, спилито-диабазовая и офиолитовая. В этом типе комплексов выделяются кувайский и еремантауский подтипы.

Кувайский подтип широко распространен в Алтае-Саянской области, в Монголо-Охотской складчатой системе, в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане и в области герцинид Западной Европы. Комплексы данного подтипа слагают обычно линейно-вытянутые прогибы типа трогов. Наиболее типичными формациями являются спилито-кератофировая, спилито-диабазовая, граувакковая, карбонатная, карбонатно-глинистая, кремнисто-сланцевая, реже аспидная или терригенная флишеидная. На разных уровнях встречаются грубообломочные образования. Для комплексов характерны быстрые латеральные и вертикальные замещения одних формаций другими. Общих закономерностей в вертикальной формационной последовательности не отмечается. Количество вулканогенных пород в комплексах кувайского подтипа варьирует от первых десятков до 60—80%. Мощность отдельных комплексов достигает 6—7 тыс. м и более.

Можно привести большое количество примеров комплексов кувайского подтипа. Тектонотипом является кувайская серия и ее аналоги, выполняющие прогибы на западе Восточного Саяна и в Сисимо-Казырском районе. В этот же ряд входят комплексы, образованные кулиндинской и ононской свитами и их аналогами в Агинской и Тукурингра-Джагдинской зонах Монголо-Охотской геосинклиальной системы (Парфенов, Попеко, 1974), терской свитой Киргизского хребта (Киселев, Королев, 1972; Королев, Киселев, 1974), ильчирской свитой (?) восточной части Восточного Саяна (Парфенов, 1967), серией Нарсеа Пиренейского полуострова, доспилитовой и спилитовой группами окраины Молданубского массива (Матвеевская, 1975), некоторыми зеленокаменными разрезами Памиро-Гималайского участка Урало-Монгольского пояса (Моралев, Перфильев, 1974а) и др. С некоторыми из этих комплексов связаны, по-видимому, наиболее ранние рифейские гипербазиты, развитые обособленно и не участвующие еще в строении полных офиолитовых разрезов (гипербазиты районов Манского и Ильчирского(?) прогибов Восточного Саяна, Шишихидского прогиба Монголии и др.).

Тектонотипом еремантауского подтипа служат образования тиесской и желтауской свит Еремантау-Ниязского антиклинория (Королев, Киселев, 1974). Комплексы этого подтипа в целом сходны с кувайскими. Однако в их основании местами появляются типичные трехчленные офиолитовые ассоциации, представленные гипербазитами, габброидами и пиллоу-лавами. Кроме того, широкое распространение получают яшмовые и яшмо-диабазовые формации. Роль карбонатных пород от района к району сильно меняется.

Основные районы развития комплексов этого подтипа находятся на востоке и северо-востоке Казахстана, в центральной части Алтае-

Саянской области и в Монголии. Эти комплексы обычно примыкают к зонам кувайского типа или располагаются в их внутренних частях. В некоторых местах они, по-видимому, граничат с образованиями саяно-тувинского типа.

Витимский тип объединяет разнообразные ассоциации вулканогенных, терригенных и карбонатных пород, залегающие, как правило, несогласно на складчатых дорифейских или ниже- и среднерифейских образованиях. Вертикальные формационные ряды комплексов рассматриваемого типа обычно отражают общую последовательность, начинающуюся молассами или вулканогенными образованиями пестрого состава и заканчивающуюся карбонатными или глинистыми отложениями открытых морских бассейнов. Для комплексов характерны красноцветные и пестроцветные окраски. Широко распространены локальные перерывы и несогласия, которые приводят иногда к сложным взаимоотношениям толщ друг с другом или всего комплекса с подстилающими образованиями. Витимский тип подразделяется на два подтипа.

В сархойском подтипе нижняя часть разреза представлена вулканитами кислого или смешанного состава. Они ассоциируются с мономиктовыми и полимиктовыми песчано-конгломератовыми накоплениями и напоминают, таким образом, вулканогенную молассу.

Над вулканогенной частью в одних случаях залегают молассоидные конгломерато-песчано-глинистые толщи иногда с небольшим количеством вулканитов кислого или основного состава и горизонтами тиллитоподобных пород, в других — карбонатные толщи. Местами докембрийская часть комплекса или комплекс в целом представлены исключительно вулканогенно-обломочными образованиями с вулканитами субсеквентного типа.

Комплексы сархойского подтипа известны в Алтае-Саянской области (сархойская и боксонская свиты), в Монголии (дархатская и хубсугульская серии), в Центральном Казахстане (коксуйская серия, орумбайская, алтынсынганская и челкарская свиты), на юге Байкало-Витимской геосинклинальной системы (бурундинская свита), в Англии (Уриконий, Пебидий, Лонгминдий, серия Брэнд и Арвонские вулканогенные породы), в Северных Аппалачах и др.

Комплексы манского подтипа довольно разнообразны. В одних районах в основании они сложены терригенной молассой, а в верхней части — карбонатными и карбонатно-глинистыми толщами (прогибы севера Байкало-Витимской геосинклинальной системы, Манский прогиб Восточного Саяна и др.), в других, как, например, в Центральном Казахстане, комплексы целиком образованы незакономерно чередующимися пачками конгломератов (в том числе и тиллитоподобных), песчано-глинистых и карбонатных пород с редкими включениями вулканитов. Но и здесь роль мелкообломочных и хемогенных пород возрастает вверх по разрезу.

Вопрос о принадлежности выделенных типов комплексов к геосинклинальному и платформенному классам не всегда может быть решен однозначно. В наибольшей степени это относится к комплексам, сформировавшимся на сиалической коре континентального типа.

Комплексы, начинающиеся офиолитовой ассоциацией и сформировавшиеся, видимо, на океанической коре, несомненно, являются эвгеосинклинальными (ерементауский подтип). К ним близки комплексы кувайского подтипа, но они не содержат в основании типичных офиолитовых ассоциаций. Альпинотипные гипербазиты в них встречаются в виде сравнительно мелких разрозненных тел. Эти комплексы, по крайней мере в осевых зонах прогибов, залегают, очевидно, на очень тонкой разрушенной континентальной коре.

Остальные комплексы геосинклинальных поясов условно можно причислять к миогеосинклинальным, или эпикратонным геосинклинальным,

предполагая, что они подстилаются сиалическим фундаментом, хотя и в разной степени преобразованным. В пределах крупных устойчивых массивов, расположенных внутри этих поясов (Северо-Китайский, Южно-Китайский, Таримский, Омолонский и др.), могут быть выделены и платформенные комплексы. В основном же платформенные комплексы распространены в пределах древних платформ и представлены сибирским, восточно-европейским, оршанским и другими типами. Некоторые комплексы авлакогенов, внутриплатформенных прогибов и интракратонных складчатых зон могут рассматриваться как эпикратонные геосинклинальные (кибарский, пачелмский, кивинский и др.).

Возрастной объем комплексов

Начало формирования рифейского этажа в разных геосинклинальных поясах было, по-видимому, неодновременным. Наиболее древние (нижнерифейские) образования распространены в Урало-Монгольском складчатом поясе и на прилегающих к нему Восточно-Европейской и Сибирской платформах. К среднему рифею, вероятно, относится заложение Средиземноморского геосинклинального пояса как единой тектонической зоны. Грампианский же пояс начал активно развиваться в позднем рифее.

Дифференцированное развитие отдельных участков геосинклинальных поясов и платформ обусловило резкие колебания в их пределах возрастного объема этажа. В одних местах отложения этажа охватывают весь рифей, в других — только венд или отсутствуют. Между такими крайними по объему этажа участками имеются постепенные переходы.

Возраст отдельных комплексов рифейского этажа также неодинаков. На платформах комплексы пачелмского подтипа в одних случаях соответствуют верхнему рифею (Пачелмский авлакоген), в других — среднему (Белтский авлакоген), в третьих — рифею в полном объеме (Уринский авлакоген). Весьма существенно различие в возрастных объемах и комплексов уральского типа, слагающих внешние зоны геосинклинальных поясов. В Скалистых Горах их объем равен нижнему и верхнему рифею, в складчатой зоне Аделаида — среднему, верхнему рифею и венду, на Западном Урале и в Юдомо-Майском прогибе — всему рифею. Во внутренних зонах геосинклинальных поясов мюгеосинклинальные комплексы карбонатно-терригенного состава (саяно-тувинский тип) принадлежат или только к нижнему рифею (дербинский подтип), или к среднему рифею (монгошинский подтип), а иногда охватывают верхи рифея, венд и кембрий (минусинский подтип). Комплексы центральноказахстанского типа, ближе всего соответствующие эвгеосинклинальным, местами формировались в среднем — верхнем рифее, но не позднее начала венда (кувайский подтип), в других районах — в венде — нижнем кембрии (ерементауский подтип).

Тектонические районы

Наиболее крупными тектоническими районами рифейского времени являются геосинклинальные пояса и разделяемые ими устойчивые сиалические блоки — платформы (рис. 29).

Геосинклинальные пояса, заложившиеся в рифее, представляют собой образования планетарного масштаба, простирающиеся на тысячи и десятки тысяч километров при ширине в современной структуре Земли в первые тысячи километров. К ним относятся Урало-Монгольский, Средиземноморский, Грампианский, Тихоокеанский и Арктический пояса. Особое место в этом ряду занимает Тихоокеанский пояс, имеющий не линейную, а кольцевую форму.

Восстановить прежнюю конфигурацию и определить поперечные размеры указанных поясов сейчас практически невозможно. Эти пара-

метры не были постоянными как в рифейское время так и позднее, поскольку развитие поясов как глобальных тектонических элементов закончилось лишь в фанерозое, а некоторые из них продолжают развиваться и сейчас.

К концу докембрия* рассматриваемые пояса представляли собой частично складчатые образования, а частично различного типа геосинклинальные прогибы. Во всех этих поясах к концу рифея существовали типичные геосинклинальные условия, поэтому на указанный момент времени они здесь рассматриваются как геосинклинальные пояса. В настоящее время все они являются складчатыми сооружениями.

Заложение и длительное развитие геосинклинальных поясов привело к обособлению в верхней оболочке Земли относительно стабильных платформенных блоков. В современной структуре континентов их насчитывается не менее 15—17 (Муратов, 1973б; Яншин и др., 1974). В рифее самым крупным из них был Гондванский блок, объединивший современные Африканскую, Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую платформы. Гораздо меньшие размеры имели Северо-Американский, Восточно-Европейский и Сибирский платформенные блоки. Что касается Северо-Китайского, Южно-Китайского и других еще более мелких блоков, то их, по-видимому, целесообразнее рассматривать как составные элементы планетарных геосинклинальных поясов.

Платформы представляют собой различные по форме крупные стабильные блоки с мощной сиалической корой. На них различаются щиты, плиты, грабены, линейные прогибы, авлакогены и интракратонные складчатые зоны.

Щиты и плиты представляют собой блоки платформенных областей, характеризующиеся изометричной формой и крупными (десятки и сотни тысяч квадратных километров) размерами. К щитам относятся блоки, сложенные комплексами дорифейского возраста, на которых практически отсутствуют рифейские образования; к плитам — блоки, целиком или почти целиком перекрытые чехлами рифейского возраста.

Соотношение между площадями, занятыми щитами и плитами в пределах платформ, разнообразно. На Северо-Американской платформе, например, плиты сформировались только на северо-западном и северо-восточном погруженных углах. Очень специфична Техасская плита, сложенная вулкано-плутоническим комплексом, спорадически развитым на территории южных штатов США. Вся остальная площадь Северо-Американской платформы является, по существу, единым щитом, осложненным грабенами и прогибами (Атабаска, Кивино и др.).

На Сибирской платформе соотношения другие. Значительные ее пространства перекрыты рифейским чехлом. Особенно широко распространены вендские образования. В момент их формирования только небольшие участки платформы (южная часть Алданского щита, Сунтарское, Якутское и другие поднятия) оставались щитами. На других древних платформах соотношения площадей, приходящихся на плиты и на щиты, отличны от охарактеризованных крайних типов. В частности, судя по восточной, наиболее изученной половине Восточно-Европейской платформы, площади щитов и плит приблизительно равны.

Структура щитов определяется структурой дорифейских этажей. В большинстве случаев она обусловлена взаимным расположением складчатых геосинклинальных комплексов афебского, киватинского и алданского возраста. В отдельных случаях наряду со складчатыми присутствуют и нескладчатые как геосинклинальные, так и платформенные комплексы. Например, на Австралийской платформе в состав рифейской глыбы Пилбара входит плита Наллагайн, сложенная афебскими геосинклинальными нескладчатыми образованиями. Такая же структура характерна для щитов южной части Африканской платформы.

Плиты отличаются между собой не только размерами, формой, слагающими их структурно-вещественными комплексами и их возрастными объемами, но и внутренним строением. Фундамент плит по своему строению аналогичен щитам. Чехлы представляют собой автономные образования даже в тех немногочисленных случаях, когда в «фундаменте» присутствуют дорифейские платформенные нескладчатые образования.

Разные участки чехлов, как правило, слагаются комплексами различных типов и имеют неодинаковую мощность. Характер изменения мощностей определяет тектоническую форму чехлов. В одних случаях мощности выклиниваются к краям структуры, которую следует рассматривать в качестве внутренней синеклизы (Таудени, Московская, Декканская и др.), в других — мощности комплексов, слагающих чехол, монотонно увеличиваются в одну сторону — к одновозрастным складчатым зонам или авлакогенам. Тектонические формы, образованные такими комплексами, отвечают дерикратонным опусканиям, моноклизам, внешним или краевым синеклизам. В рифейском этаже они развиты особенно широко. Классическим примером их могут служить чехлы, развитые по периферии Сибирской платформы.

Грабены, линейные прогибы и авлакогены развиваются на стыках блоков, отвечающих как щитам, так и плитам. Авлакогены размещаются на крупных разломах (бороздах), рассекающих фундамент платформенных областей.

Грабены и линейные прогибы распространены во внутренних районах платформ и сравнительно хорошо изучены на Восточно-Европейской, Гондванской и Северо-Американской платформах. Они выполнены комплексами преимущественно оршанского типа. К ним относятся, например, Волынско-Оршанский прогиб Восточно-Европейской платформы, прогибы Вакехем, Атабаска и другие на Северо-Американской платформе, прогибы Западной и северо-западной Австралии и аналогичные им прогибы в других частях Гондванской платформы.

Тектонические формы этого класса реже выполнены комплексами кивинского типа. Они известны только на Северо-Американской платформе. К ним относятся собственно прогиб (трог) Кивино и прогиб Коппермайн-Ривер.

Все прогибы и грабены, независимо от их вещественного выполнения, характеризуются большой протяженностью (сотни, а иногда и тысячи километров) и сравнительно малой шириной (десятки, реже первые сотни километров). Иногда небольшие по размерам прогибы, линейно или кулисно расположенные, образуют протяженные цепочки.

Авлакогены развиты главным образом по периферии древних платформ и отличаются от грабенов и прогибов связью с геосинклинальными складчатыми поясами. На Сибирской платформе их представляют Уринский, Иркинеевский, на Восточно-Европейской — Пачелмский, Камско-Бельский, на Северо-Американской — Белтский, Ушито, на Австралийской — Амадиес, на Африканской — Угарта и некоторые другие.

Большинство авлакогенов выполнено структурно-вещественными комплексами пачелмского подтипа. Обычно они имеют форму клина, «внедряющегося» в тело платформы со стороны геосинклинального складчатого пояса. Выклиниваясь в сторону внутренних частей платформы, они раскрываются в геосинклинальные пояса. Комплексы, выполняющие авлакогены, в их «устьевых» частях, как правило, сливаются с комплексами внешних зон геосинклинальных поясов и очень сходны с последними по вещественным, структурным и возрастным характеристикам. По мере удаления от геосинклинальных складчатых поясов это сходство уменьшается. Толщи в этом направлении более грубообломочные, мощности их сокращаются, складчатые деформации проще, а иногда и исчезают, нередко сокращается возрастная объем выпол-

няющих авлакогены комплексов. Указанные изменения подтверждают закономерности, описанные Н. С. Шатским (1964).

Размеры авлакогенов различны. Длина их исчисляется десятками и первыми сотнями километров, а ширина вблизи геосинклинальных складчатых поясов местами превышает сотню километров.

По положению в современной структуре платформенных областей различаются авлакогены, располагающиеся в щитах (Пачелмский, Амаднес и др.) и плитах (Камско-Бельский, Уджинский и др.).

Интракратонные складчатые зоны выделяются только в составе Гондванской платформы. Примером их может служить Митумба-Дамарская зона Африки, описанная многими исследователями под разными названиями (Ханн, 1971; Божко, 1973; Семихатов, 1974; Елизарьев и др., 1976; и др.). В общем виде зона представляет собой хотя и широкую, но линейную структуру, состоящую из узких прогибов и более обширных горстов (поднятий или выступов фундамента). Складчатость в ней в течение рифея проявлялась неоднократно, что привело к формированию разноориентированных систем складок. Эти узкие системы типа Ирумид, Дамарид, Катангид и т. д., оформившиеся на месте прогибов, сочетаются с участками, на которых рифейские отложения или отсутствуют, или образуют чехлы, сходные с чехлами средних массивов.

Кроме Митумба-Дамарской зоны к этому классу структур в Африке относится также Мозамбикский пояс и пояс, протягивающийся в северном направлении через Дагомейско-Нигерийский и Ахаггарский массивы. Н. А. Божко (1973) эти пояса рассматривает как активизированные зоны.

В Южной Америке к интракратонным относится Уругвайско-Бразильская складчатая зона. Построения на палинспастической основе показывают, что Уругвайско-Бразильская и Дагомейско-Ахаггарская зоны являются, по-видимому, частями единой структуры, расположенной на разных континентах (Hugly e. a., 1967; Башарин и др., 1973а).

Интракратонные складчатые зоны обычно сложены структурно-вещественными комплексами кибарского типа. Интенсивность складчатости, метаморфизма и гранитоидного магматизма в комплексах этого типа сближают указанные зоны с геосинклинальными складчатыми поясами, а точнее — с их внешними зонами.

Однако гранитоидный магматизм и метаморфизм проявились не только в областях рифейского осадконакопления, но и в пределах обширных блоков, входящих в интракратонные зоны, на которых в настоящее время верхнедокембрийские толщи отсутствуют. Эти процессы в значительной степени переработали породы основания, что косвенно подтверждается получением из них обильных омоложенных радиометрических датировок. Такая обстановка, по М. А. Семихатову (1974), характерна для областей проявления диасхизиса.

Геосинклинальные складчатые пояса различаются временем заложения, в связи с чем общий стратиграфический объем рифейского этажа в них неодинаков. В Урало-Монгольском поясе он охватывает весь рифей, в Средиземноморском — средний и верхний рифей, в Гампианском — возможно, только верхний рифей. Тихоокеанский пояс в этом отношении, по-видимому, также неоднороден.

В геосинклинальных поясах выделяются внутренние и внешние зоны, хотя границы между ними условны. Внешние зоны сходны с гомоклиналями окраин афебских массивов, но значительно превосходят их по размерам и сложности строения. В течение длительного времени они развивались на консолидированной сиалической коре, по периферии зародившихся в рифее платформ. Эти зоны в свое время получили название перикратонных опусканий, или перикратонных геосинклинальных систем (Косыгин, Лучицкий, 1961; Косыгин и др., 1968).

Внутренние зоны поясов, в отличие от внешних, структурно более дифференцированы. В них, наряду с миогеосинклинальными, местами распространены эвгеосинклинальные прогибы.

Внешние зоны рифейских геосинклинальных поясов расположены по периферии древних платформ и сложены складчатыми комплексами уральского типа. Значительные участки этих зон в современной структуре подняты, обнажены и хорошо изучены. Но не менее значительные территории перекрыты более молодыми отложениями, и структура их остается неизвестной.

Во внешних зонах поясов выделяются перикратонные геосинклинальные и геоантиклинальные системы.

Перикратонные геосинклинальные системы представляют собой системы прогибов и разделяющих их поднятий. Длина их исчисляется сотнями и тысячами километров, ширина в некоторых случаях достигает 650 км. По форме и размерам, по проявлению магматизма, а главное по степени дифференциации среди этих систем различаются уральский, патомский* и верхоянский типы. Первые два были выделены и описаны ранее (Косыгин и др., 1968), поэтому остановимся здесь только на некоторых их особенностях.

Характерная черта систем *уральского* типа — ячеистое строение и отсутствие антиклинорных поднятий или срединных массивов. Здесь развиты крупные брахиформные бассейны типа Южно-Уральского или Средне-Уральского, разделенные относительно узкими поднятиями, поперечными к перикратонной системе. Представляется, что по этому же типу построен северо-западный сегмент внешней зоны геосинклинального пояса, примыкающий к Балтийскому щиту, а также Кордильерская система Северной Америки.

Для *патомского* типа характерно линейно-зональное строение, выражающееся в чередовании синклинириев и антиклинориев. Здесь ячеистая структура проявлена слабо. Система поднятий, в которую входят Чуйский, Тонодский и Нечерский антиклинории (Салоп, 1967), разделяет внешнюю зону геосинклинального пояса на два продольных прогиба.

Аналогично построена, вероятно, Аппалачская система, внутри которой выделяются антиклинорий Блу-Ридж и линейное поднятие, образованное группой «Балтиморских куполов» (King, 1970). К нему условно относится система Северных Анд Южной Америки, примыкающая к Бразильскому щиту.

Эталоном *верхоянского* типа служит одноименная складчатая зона Северо-Востока СССР, точнее, та ее часть, которая расположена западнее Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклинириев. По-видимому, только эту часть и следует рассматривать как внешнюю зону Тихоокеанского пояса в пределах Северо-Востока СССР.

Внутренняя структура перикратонных геосинклинальных систем рассматриваемого типа представляет собой сочетание крупных и глубоких прогибов и разделяющих их срединных массивов. В общем виде эту структуру можно рассматривать как ячеистую, в которой роль ячей, в отличие от уральского типа, выполняют срединные массивы. Примером последних является хорошо изученный Охотский массив (Чиков, 1970).

К верхоянскому типу близка зона Аделаида Австралии с ее срединными массивами Брокен-Хилл, Фром и Пару, которая через Росский пояс Антарктиды продолжается в Анды Южной Америки (Борукоев, 1976).

Перикратонные геоантиклинальные системы образованы обширными выступами дорифейского фундамента. Отрицатель-

* Ранее он был выделен как сибирский тип (Косыгин и др., 1968).

ные структурные элементы, выполненные отложениями рифейского этажа, здесь распространены слабо или отсутствуют. Системы представлены восточносаянским и алданским типами, которые были описаны ранее (Косыгин, и др., 1968).

Перикратонные геосинклинальные системы *восточносаянского* типа, кроме самого тектонотипа и района Западного Прибайкалья, в других внешних зонах геосинклинальных поясов пока неизвестны. К системам *алданского* типа, кроме южной окраины Алданского щита, относится, видимо, часть Гренвиллской провинции, примыкающая к северному отрезку Аппалачской складчатой зоны.

Таким образом, во внешних зонах выделяются пять типов перикратонных систем, составляющих, по существу, непрерывный ряд. Его крайними членами являются, с одной стороны, уральский тип, почти лишенный выступов дорифейского основания, а с другой — алданский тип, в котором практически отсутствуют рифейские отложения.

Внутренние зоны, как и внешние, начинали формироваться на консолидированном сиалическом основании, но последующая их история была существенно иной. Строение этих зон будет рассмотрено на примере наиболее изученных районов Урало-Монгольского пояса. Здесь различаются ортогеосинклинальные и эпикратонные области.

В ортогеосинклинальных областях широко распространены эвгеосинклинальные зоны, сложенные кремнисто-терригенно-вулканогенными комплексами еремантауского типа. Это, по существу, одноярусные зоны. Они появились в самом конце докембрия и развивались на коре океанического типа (Зоненшайн, 1972; Пейве и др., 1972; Тектоника..., 1974). Предшествующая история развития геосинклинального пояса показывает, что зоны с корой океанического типа являются не остаточными, а новообразованными, возникшими в условиях растяжения земной коры. Примерами их могут быть Борусская и Куртушибинская зоны Западного Саяна и Тувы, Озерная зона Монголии, эвгеосинклинальные зоны Центрального Казахстана и др. В современной структуре — это интенсивно складчатые зоны, нарушенные многочисленными, преимущественно продольными разломами. Они иногда ограничены тектоническими швами, к которым местами тяготеют гипербазиты или офиолитовые ассоциации. Аналогичные образования встречаются и внутри зон в виде линейных гипербазитовых поясов или участков с площадным распространением ультрабазитов.

Пространственное размещение эвгеосинклинальных складчатых зон определяется формой сиалических блоков. Эти блоки могут являться отторженцами претерпевшего растяжение сиалического основания или «микроконтинентами». В некоторых случаях не исключается их аллохтонная природа. Площадь наиболее крупных блоков (Минусинский, Кузнецкий и др.) достигает десятков тысяч квадратных километров. В их пределах часто распространены отложения, синхронные образованиям эвгеосинклинальных зон. Они также имеют большую мощность, но в отличие от упомянутых зон подстилаются более древними рифейскими многогеосинклинальными отложениями и тесно связаны с ними в структурном и формационном плане. Дислокации в контурах таких блоков часто значительно более простые, чем в соседних эвгеосинклинальных зонах, хотя интенсивность их зависит, в общем, от размеров блоков.

Таким образом, ортогеосинклинальные области рифея можно представить как гигантскую брекчию, в которой сиалические блоки «цементированы» эвгеосинклинальными складчатыми зонами. Примером таких областей могут служить некоторые районы Казахстана (рис. 30).

В Урало-Монгольском поясе типичная ортогеосинклинальная область прослеживается более чем на 3 тыс. км из восточных районов Монголии в Туву, Казахстан и юг Красноярского края. Максимальной

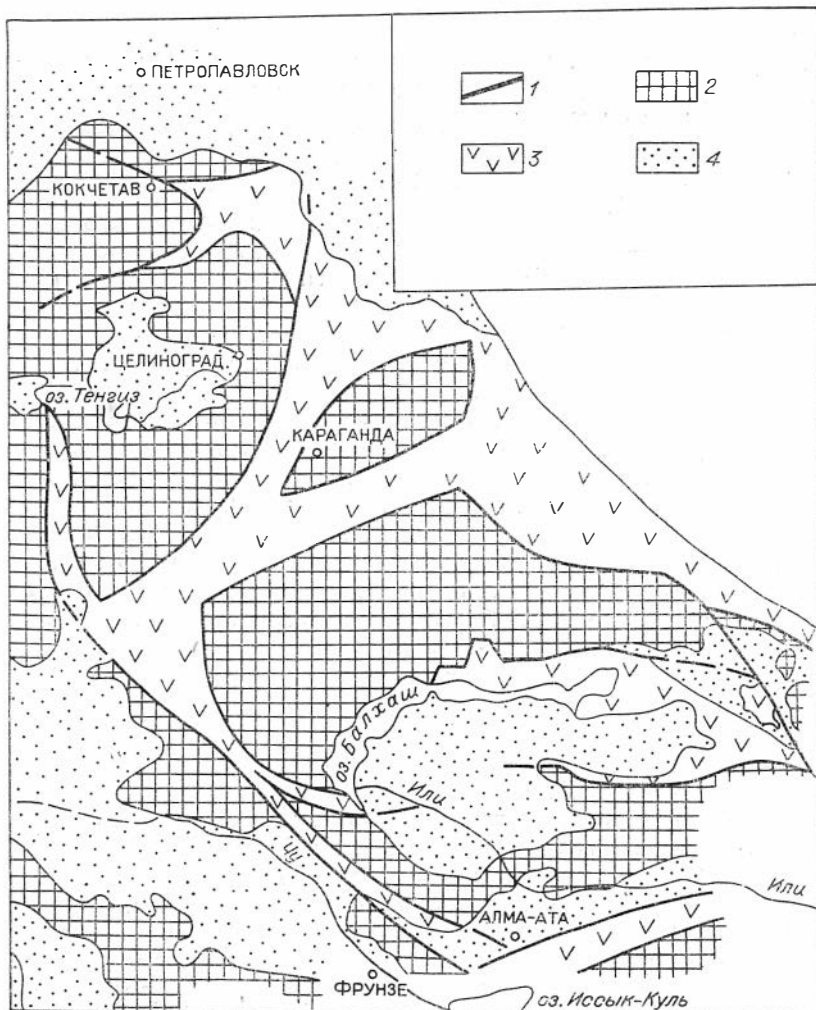


Рис. 30. Схема размещения сialических блоков и эвгеосинклинальных прогибов Восточного Казахстана (по Л. И. Боровикову и Н. А. Афоничеву, 1975, упрощенно).

1 — зоны разломов позднерифейского — раннепалеозойского заложения; 2 — сialические блоки; 3 — эвгеосинклинальные прогибы; 4 — мезокайнозойские образования.

ширины (более 1000 км) она достигает в северной части, между Кокчетавским массивом и Восточно-Саянским антиклинорием. Эта область располагается по обе стороны поля развития герцинид. В осевой полосе герцинид, где предполагается налегание на подкорový субстрат средне- и верхнепалеозойских образований, докембрийские комплексы, вероятно, вообще отсутствуют (Зоненшайн, 1972; Тектоника..., 1974).

Эпикратонные области в отличие от ортогеосинклинальных в течение всего рифея развиваются на сialическом основании и представляют собой многоярусные образования (рис. 31). Несогласие в основании рифейского этажа отмечается в Тянь-Шане, Казахстане, Байкало-Витимской области, Афганистане и других районах (Салоп, 1964; Киселев, Королев, 1972; Моралев, Перфильев, 1974а). Особенно отчетливо оно выражено на платформенных массивах Китая.

Среди эпикратонных областей различаются восточнотувинский, казахстанский и китайский типы. Они в разной степени вовлечены в геосинклинальный процесс, в рифее занимали неодинаковое гипсометри-

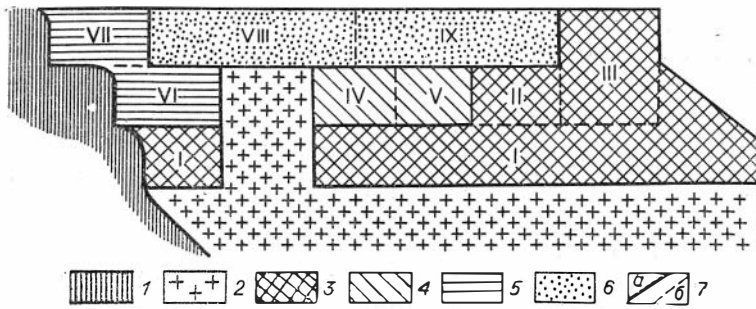


Рис. 31. Схема взаимоотношения рифейских комплексов внутренней зоны Урало-Монгольского пояса.

1 — подкоровый субстрат и кора океанического типа; 2 — дорифейское сланцевое основание; 3—6 — типы комплексов (3 — саяно-тувинский, 4 — западно-саянский, 5 — центральноказахстанский, 6 — витимский); 7 — границы между типами (а) и подтипами (б) комплексов. Подтипы комплексов: I — дербинский и тяньшанский нерасчлененные; II — монгошинский; III — минусинский; IV — окинский; V — шотландский; VI — кувайский; VII — ерементавский; VIII — манский; IX — сархойский.

ческое положение, характеризуются различным соотношением рифейских комплексов с фундаментом, а также различной дислоцированностью геосинклинального «чехла».

Области *восточнотувинского* типа размещены в восточной половине Урало-Монгольского пояса вдоль северного его обрамления. На востоке Алтае-Саянской сладчатой области, в Монголии и других районах рифейский этаж имеет трехъярусное строение.

Нижний ярус представлен мощными (5—6 тыс. м и более) амагматичными или слабовулканогенными комплексами дербинского подтипа. Отложения этих комплексов, отличающиеся выдержанностью состава и мощностей, накапливались, по-видимому, в обширных, сравнительно плоских прогибах. Толщи яруса часто метаморфизованы до амфиболитовой фации. По степени метаморфизма они сходны с образованиями фундамента, для которых амфиболитовая фация является или прогрессивной, или представляет собой продукт высокотемпературного диафореза пород гранулитовой фации.

Рассматриваемый ярус выходит на поверхность в изометричных или неправильной формы складчатых выступах, а местами и в ядрах антиклинорий. В их пределах толщи дислоцированы неодинаково. Наряду с интенсивной складчатостью, особенно характерной для окраин блоков, распространены также относительно простые формы дислокации.

Средний ярус, охватывающий средний и верхний рифей, знаменует собой начальный этап тектонической дифференциации области. В это время появляются комплексы (окинский и кувайский подтипы), которые слагают относительно узкие линейные прогибы, так или иначе связанные с разломами (Хоментовский, 1960; Кудрявцев, 1963; 1965; Моссаковский, 1963; Красильников, 1966, 1970; Берзин, 1967; Парфенов, 1967; Волков, Парфенов, 1970; и др.). Прямые наблюдения и косвенные данные свидетельствуют о том, что эти прогибы закладывались на многогеосинклинальном комплексе нижнего яруса.

Прогибы яруса по составу отложений разнообразны: в одних преобладают терригенные образования и слабо развиты вулканиты (Шишихидский, Окинский); в других — большой объем приходится на долю вулканогенных пород основного и смешанного состава (Кувайский, некоторые прогибы Монголо-Охотской системы и др.).

Комплексы, слагающие большинство прогибов, как и в нижнем ярусе, носят многогеосинклинальные черты. Вместе с тем в прогибах типа Кувайского они уже близки к эвгеосинклинальным, так как содержат характерные для них формации и включают иногда тела ультрабазин-

тов. Однако на окраинах прогибов эти комплексы имеют стратиграфические соотношения с подстилающими миогеосинклинальными образованиями.

Наиболее отчетливо выраженные прогибы среднего яруса прослеживаются на сотни километров при ширине до нескольких десятков километров. Иногда они имеют неясные соотношения со структурными элементами, в пределах которых в это время формировались терригенно-карбонатные комплексы монгошинского типа. Местами (Байкало-Витимская система) тектоническая дифференциация выразилась вообще слабо. Здесь нижний и средний ярусы тесно связаны друг с другом.

Отложения среднего яруса метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Они отличаются высокой степенью дислоцированности, особенно в линейных прогибах, ограниченных крупными разломами. В них нередко на большом протяжении развита опрокинутая изоклиная складчатость.

Верхний ярус, начало формирования которого относится к верхам рифея или венду, завершает свое развитие в кембрии. Отложения его по времени соответствуют образованию эвгеосинклинальных зон в ортогеосинклинальных областях. Структурные элементы яруса несогласно наложены на более древний тектонический план, хотя несогласие в его основании постепенно «затухает» по мере приближения к ортогеосинклинальной области или эвгеосинклинальным зонам. На удалении от них развиты впадины и прогибы, сложенные амагматичными комплексами манского подтипа (Манский прогиб Восточного Саяна, впадины северной части Байкало-Витимской геосинклинальной системы). Они характеризуются германотипной тектоникой и слабым проявлением гранитного магматизма нижнего палеозоя. На начальной стадии развития эти впадины были в значительной степени разобщены и заполнялись молассоидными терригенными образованиями, а впоследствии объединялись в обширные бассейны карбонатного осадконакопления (Клитин и др., 1970; Жарков, Чечель, 1973).

Вблизи ортогеосинклинальной области, как это видно на примере Монголии (Тектоника..., 1974), в сложении яруса местами уже существенную роль играют вулканогенные породы базальтового, андезит-дацитового и липаритового состава. Чрезвычайно широко распространены кембрийские гранитоиды. Здесь выделяются структурно-формационные зоны, имеющие различную степень дислоцированности толщ.

В эпикратонных областях восточнотувинского типа в виде редких «включений» находятся зоны эвгеосинклинального типа (Баянхонгорская и Керуленская в Монголии, Джидинская в Бурятской АССР и др.). Местами (например, Джидинская зона) эти тектонические элементы пространственно приурочены к вулканогенно-сланцевым прогибам среднего яруса. Такая же картина отмечается и в ортогеосинклинальных областях. В этом выражается преемственность между эвгеосинклинальными зонами и миогеосинклинальными прогибами предшествующего этапа. Вместе с тем следует заметить, что не каждый вулканогенно-сланцевый прогиб в конце докембрия испытывал дальнейшее растяжение и превращался в эвгеосинклиналь.

Области *казахстанского* типа, кроме Центрального Казахстана, охватывают Тянь-Шань и, по-видимому, более южные районы Урало-Монгольского пояса, расположенные в Афганистане и на смежных с ним территориях.

Как показывает анализ тектоники докембрия Центрального Казахстана и Средней Азии (Киселев, Королев, 1972), области *казахстанского* типа, как и восточнотувинского, имеют древний спалический фундамент. Дифференциация этих областей определилась уже в раннем рифее, когда формировались карбонатно-терригенные комплексы тяньшанского подтипа, напоминающие образования нижнего яруса обла-

стей восточнотувинского типа. В это время уже наметились стабильные массивы с относительно простыми формами дислокаций и сокращенными мощностями рифейских отложений. Они отделялись друг от друга подвижными зонами с повышенными мощностями и более интенсивными дислокациями. В дальнейшем дифференциация выразилась более резко — появились прогибы, выполненные вулканогенно-сланцевыми толщами, а вслед за ними образовались эвгеосинклинальные зоны, сложенные комплексами еремантауского подтипа. Отдельные эвгеосинклинальные зоны в виде клиньев «внедрены» в стабильные массивы (см. рис. 30). Таким образом, общая направленность формирования областей казахстанского и восточнотувинского типов сходна. Отличия между ними выражены в том, что области казахстанского типа, хотя и развивались на раздробленном сиалическом основании, на рифейском этапе испытывали в целом менее глубокие погружения. Это отразилось в более четкой «наложенности» рифейского этажа на фундамент, а также в более отчетливом обособлении стабильных массивов. Некоторые из них (например, Кокчетавский и Улутауский) многие исследователи относят к типу срединных массивов складчатых областей.

Области *китайского* типа характеризуются ярко выраженной блоковой структурой. Но в отличие от ранее рассмотренных областей в рифее и в последующее время они не испытывали сколько-нибудь существенных погружений. Поэтому образования рифейского этажа в пределах блоков в областях рассматриваемого типа наименее метаморфизованы и сходны с чехлом древних платформ. Однако местами они значительно сдислоцированы, хотя и в послерифейское время.

К китайскому типу в Урало-Монгольском поясе относится почти вся территория Китая. Это область сгущения разновеликих массивов (Северо-Китайского, Южно-Китайского, Таримского, Тибетского и др.), обособившихся уже в рифейское время. Их размеры и «жесткость» убывают при движении с востока на запад и северо-запад, в сторону Тянь-Шаня и Казахстана. По своей тектонической сущности рассматриваемая область занимает положение, промежуточное между древними платформами и эпикратонными геосинклинальными областями казахстанского типа. Территориально она тяготеет к Урало-Монгольскому геосинклинальному поясу. Поэтому выделяемые здесь массивы следовало бы относить к типу срединных. Однако, учитывая их размеры и сходство с древними платформами, мы принимаем для них название «платформенные массивы». Это структурные элементы, занимающие промежуточное положение между срединными массивами и типичными платформами.

О структуре рифейского этажа внутренних зон других геосинклинальных поясов сведений мало. Имеющиеся данные позволяют высказывать только некоторые предположения и, в частности, предположение о более молодом возрасте Средиземноморского и Грассианского поясов по сравнению с Урало-Монгольским. Основанием для этого служит наличие в фундаменте этих поясов образований, претерпевших гринвиллский диасхизис (Парфенов, 1974; Хоментовский, 1975). Однако это не означает, что в указанных поясах отсутствуют «догринвиллские» рифейские комплексы. Не исключено, что здесь местами распространены и нижнерифейские толщи (серия Кердус Антиатласа, серия Вакехем Гривиллской провинции), но они развиты локально и, вероятно, отражают иной тектонический план.

В Средиземноморском поясе — в области развития герцинид и альпид Западной Европы, северо-запада Африки и юга европейской территории СССР — основную площадь в рифее занимали, по-видимому, эпикратонные области. По особенностям строения они напоминают средний ярус рифейского этажа Урало-Монгольского пояса, но формировались преимущественно в условиях терригенного и вулканогенно-

терригенного осадконакопления. В рассматриваемой области устанавливается ряд блоков с дорифейским фундаментом. Некоторые из них имеют общие черты с участками Восточно-Европейской платформы (Павловский, 1975б). Такие блоки могут рассматриваться как рифейские срединные массивы или микрократоны.

Здесь намечаются также прогибы, сложенные сланцевыми и вулканогенно-сланцевыми комплексами, среди которых в рифее отсутствуют типичные эвгеосинклинальные образования. Вместе с тем в отдельных зонах (северное обрамление Молданубского массива) развиты комплексы, в верхах разреза которых содержатся толщи, близкие к эвгеосинклинальным. В этом отношении они напоминают комплексы типа кувайского в Урало-Монгольском поясе. Эпикратонный характер в рифейское время носил и Грампианский пояс.

Исключением, вероятно, является Тихоокеанский пояс, во внутренней зоне которого уже в раннем рифее могли формироваться комплексы эвгеосинклинального типа. Однако прямых доказательств этому нет.

Структурные рисунки

Структура рифейского этажа определяется сетью планетарных геосинклинальных поясов (Урало-Монгольского, Средиземноморского, Грампианского, Арктического и Тихоокеанского), в ячеях которой расположены платформы. Платформы на значительной своей части перекрыты чехлом, структура которого независима от структуры фундамента.

В пределах рифейского этажа платформ линейные формы также образуют сеть, ячеи которой занимают блоки разной величины и конфигурации. Среди блоков выделяются такие, которые частично или полностью перекрыты чехлом, и такие, которые практически лишены осадочного покрова.

Линейные структурные элементы (прогибы, грабены, авлакогены и т. д.) подчиняются двум ортогональным системам, одна из которых располагается вдоль меридианов и параллелей, а вторая ориентирована диагонально к первой. Такой структурный рисунок распространен на всех древних платформах. На Гондванской платформе в строении ортогональных рисунков принимают участие не только авлакогены или линейные прогибы, но и интракратонные складчатые зоны и их отдельные элементы. Именно этим рисунком определяется, видимо, перекрещивание систем складок кибарского и катангского диастрофизмов.

В качестве примера структурного рисунка с диагональным расположением линейных форм можно привести рисунок, сформировавшийся в рифейском этапе Восточно-Европейской платформы. Впервые на его особенности обратил внимание А. А. Богданов, который писал, что рисунок «...обладает двумя главными направлениями — северо-западным и северо-восточным...» (1964, с. 18). «Главные направления» здесь определяются ориентировкой прогибов, грабенов и авлакогенов.

Ортогональная система с широтно-меридиональной ориентировкой линейных элементов выражена в нижнерифейской структуре Северо-Американской платформы. Она образована авлакогенами (Белтский, Уинта) и прогибами (Атабаска, Су, Вокахем, Мазатцал и др.). В юго-западной части платформы эта система сохранилась и в среднем рифее.

На Гондванской платформе, по-видимому, одновременно существовали линейные формы обеих ортогональных систем. Диагональные направления здесь подчеркиваются Дамаро-Катангской интракратонной складчатой зоной в целом и особенно ее отдельными элементами — системами складок и прогибами. В то же время Гвинейско-Ахагарская

и Мозамбикская зоны активизации и их элементы ориентированы строго в меридиональном направлении.

Системы ортогональных сеток во времени не постоянны. Иногда на одну ортогональную систему накладывается другая, диагональная по отношению к первой. В этом случае создается как бы новый по отношению к ранее существующему структурный план. Это хорошо видно на примере юго-восточной части Северо-Американской платформы, где на широтно-меридиональную нижнерифейскую сетку наложился средне- и верхнерифейские элементы северо-восточного (прогиб Кивино) и северо-западного (авлакоген Уошито) простираций.

В структурной сетке во многих случаях отчетливо выражено только одно направление, на которое в процессе развития платформы накладывается другое. Так, по данным Ч. Б. Борукаева (1970б), в нижних горизонтах рифейского этажа Австралии преобладали меридиональные, а в верхних — широтные простирания. Такие же возрастные соотношения между направлениями наблюдаются и на юго-востоке Северо-Американской платформы.

Если в платформенных районах структурные рисунки, сформировавшиеся к концу докембрия, в основном законсервировались, то этого нельзя сказать о геосинклинальных поясах и в особенности об их внутренних зонах. Современная их структура сформирована после докембрия. Рифейский этаж поясов часто перекрыт мощнейшим отложением фанерозоя, а местами, возможно, и разорван с образованием «зрывающих» щелей, заполненных эвгеосинклинальными комплексами фанерозоя. Все это практически исключает возможность восстановления первичных структурных рисунков. Вместе с тем некоторые общие вопросы их формирования могут быть рассмотрены.

Из изложенного выше материала видно, что геосинклинальные пояса заложены на консолидированном синклинальном основании, которое в процессе развития геосинклиналей испытывало растяжение, а в определенный период и разрыв. Исходя из этого, на начальных этапах развития геосинклинальных поясов в первую очередь можно ожидать появления тектонических форм, связанных с растяжением, — трогов, прогибов, грабенов и т. д. Подобные элементы характерны и для платформенных областей. Их взаимное расположение обуславливает крупноблоковую внутреннюю структуру платформ. Аналогичным образом, вероятно, формировалась структура геосинклинальных поясов, хотя отдельные блоки из-за небольшой мощности консолидированной коры могли иметь значительно меньшие размеры, чем на платформах.

Блоковая структура, возникшая в начальные этапы развития геосинклиналей, во многом предопределила структурные рисунки складчатых областей. Блоки в этом случае играли роль упоров или стабильных масс, а прогибы — подвижных зон, на месте которых образовывались особо сложные складчатые ветви. Несомненно, что структурные рисунки рифейских геосинклиналей в последующем были сильно преобразованы. Они подверглись искривлению, уплотнению, удлинению, смещению одних элементов относительно других и т. д. В результате рисунки приобрели большую линейность. Однако степень «линейности» определялась не только силой сжатия, но, вероятно, и начальной формой блоков или характером их ограничений.

Во внешних зонах геосинклинальных поясов основные черты структурного рисунка подчинены очертаниям платформенных блоков. В то же время детали его строения определяются конфигурацией внутренних блоков, которые присутствуют во многих внешних зонах. Например, в Верхоянской перикратонной системе устанавливаются два крупных линейных прогиба, разделенных цепочкой массивов (Охотский, Эльгинский, Адычанский, Хромский и др.), отождествляемых многими исследователями со срединными (Чиков, 1970; Тектоника Якутии...,

1975; и др.). Принципно сходную структуру имеет Патомская перикратонная система, разделенная поднятиями на Патомский и Бодайбинский прогибы. Однако в отличие от Верхоянской системы продольная цепь поднятий выражена здесь в виде антиклинориев (Тонодского, Нечерского, Чуйского), в основе которых, видимо, лежат дорифейские блоки. Различия между указанными зонами могут быть объяснены разной интенсивностью складчатых деформаций, проявившихся в этих системах в послерифейское время. В менее деформированной Верхоянской системе сохраняются элементы ортогональных рисунков, в Патомской они практически исчезают.

В некоторых перикратонных системах (Кордильерская, Аппалачская) интенсивно проявлены разрывные дислокации типа взбросов и надвигов, еще сильнее искажающие рифейский структурный рисунок. В современном виде они выражаются как линзовидно-параллельные или даже линейные рисунки.

Во внутренних зонах геосинклинальных поясов главные типы рисунков — мозаичные и линейные (Пейве, 1960; Зоненшайн, 1967, 1972; Перфильев, 1968; Пейве и др., 1972). Первый тип характерен для многих районов Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов (Казахстан, Тянь-Шань, Китай, Алтае-Саянская область). Особенно отчетливо он выступает в участках расширения ортогеосинклинальных областей.

В областях с мозаичным типом строения в зонах, пограничных между ортогеосинклинальными и эпикратонными областями, местами развиваются своеобразные зубчатые рисунки, обусловленные «вклиниванием» эвгеосинклинальных зон в эпикратонные.

Линейным рисунком обладают как некоторые крупные территории геосинклинальных поясов (Урал, Аппалачи, юг Монголии), так и отдельные складчатые зоны, развившиеся на месте геосинклинальных прогибов.

Взаимоотношения со структурой основания

Рубеж, соответствующий в современном понимании границе афебии и рифея, еще Г. Штилле трактовал как начало «альгонкского перелома». В этот термин вкладывалось понятие о «...регенерации огромного масштаба, ...не имеющей аналогов в геологической истории, ...открывшей собой новый мегахрон в истории Земли — неогей». В результате альгонкского перелома произошло «возвращение даже консолидированных областей в ортогеосинклинальное состояние» (Штилле, 1968, с. 120, 121). Г. Штилле подчеркивал независимость альгонкского перелома от существовавших в то время на континентах структур и считал, что процесс перелома пространственно тяготеет к океанам. Большое значение рассматриваемому рубежу вслед за Г. Штилле придавали некоторые советские геологи (Шейнманн, 1958; Штрейс, 1964; и др.).

Анализ структуры рифейского этажа показывает, что идея об альгонкском переломе в основных чертах подтверждается полученными за последние годы материалами, хотя они и требуют существенного уточнения. Если рифейский тектонический план предопределен альгонкским переломом, то этот процесс не следует связывать с зонами, тяготеющими к крупным океаническим пространствам. Наоборот, образование геосинклинальных поясов рифея приводит в конце концов к распаду консолидированных в афебии областей и формированию новых океанических. Следовательно, это процесс общепланетарный, но в разных районах он проявляется неодновременно и с неодинаковой силой.

Рифейский этаж в целом представляется как структурное новообразование, занимающее дискордантную позицию по отношению к тектоническим формам алданского, киватинского и афебского этажей.

Об этом свидетельствует существенное отличие рифейских структурных элементов от более древних. Определяющими тектоническими формами рифея служат вновь образованные платформы и планетарные геосинклинальные пояса, а более древние структурные элементы входят в них как составные части.

Наложенными и новообразованными являются не только рифейские плиты и другие платформенные структуры, но и геосинклинальные пояса в целом. Соотношение этих поясов с обрамляющей структурой фундамента платформ напоминает соотношение океанов со структурным планом окраин континентов.

Структурные несоответствия в основании рифейского этажа наблюдаются как по периферии геосинклинальных поясов, так и в их внутренних зонах. Они выражаются в угловых или азимутальных несогласиях и отмечаются в некоторых районах Урало-Монгольского пояса (Салоп, 1964; Киселев, Королев, 1972; Моралев, Перфильев, 1974а; и др.).

Соотношения между геосинклинальными комплексами и их фундаментом в момент заложения поясов, а также фундаментом и чехлом формировавшихся в это время платформ были, по-видимому, тождественными. Структура фундамента в том и другом случае первоначально была, вероятно, аналогична. Такой вывод вытекает из наложенности геосинклинальных поясов, а также из общего хронологического соответствия между геосинклинальными комплексами и платформенными чехлами.

Наложенность рифейского этажа и планетарное несогласие в его основании не исключают «унаследованности» частных структурных элементов рифея от более древних. Наиболее отчетливо «унаследованность» проявляется в геосинклинальных поясах через системы разломов, пространственное размещение и ориентировка которых в рифейском этаже в значительной мере predeterminedены анизотропией фундамента. В результате структурные направления фундамента и рифейского этажа в геосинклинальных поясах в частных случаях совпадают или «наследуют» друг друга.

Метаморфизм, неоднократные деформации и другие явления, усиливающие признаки «унаследованности», местами настолько осложняют первоначальные соотношения геосинклинальных образований с фундаментом, что без учета глобальных закономерностей трудно решить вопрос о времени заложения геосинклиналей и становления древних платформ. Например, многие исследователи время обособления Сибирской платформы от окружающих ее геосинклинальных областей отнесли к раннему докембрию (Замараев, 1961; Косыгин и др., 1964а; Салоп, 1964; Парфенов, 1974; и др.). Этот вывод базировался на анализе региональных структурных форм и направлений. Однако при глобальном подходе выяснилось, что древние платформы и разделяющие их геосинклинальные пояса появились только в рифее.

Говоря о соотношении рифейского этажа со структурой основания, нельзя не отметить эвгеосинклинальные зоны. Они появились только в самом конце докембрия, но, по-видимому, не во всех геосинклинальных поясах. В их пределах в конце рифея вообще мог отсутствовать спалический фундамент. Не было здесь и более древних комплексов рифейского этажа, которые подстилали бы эвгеосинклинальные образования. Их основанием служила, вероятно, кора океанического типа, сформировавшаяся в зонах наибольшего растяжения геосинклинальных поясов и разрыва спалического фундамента.

Рифейский этап в структуре докембрия был завершающим. Поэтому необходимо охарактеризовать соотношение его и с фанерозоем. Принятая нами верхняя граница этажа хронологическая. Во многих районах геосинклинальных поясов этап структурно не завершен и тес-

но связан с палеозойскими образованиями. То же самое можно сказать и о границе этажа в платформенных чехлах. Рифейский этаж на платформах завершен, очевидно, в интракратонных складчатых зонах, да и то не повсеместно.

Общая характеристика структуры

Рифейский этаж заметно отличается от других этажей докембрия. Главные определяющие его тектонические элементы — платформы и геосинклинальные пояса, подобных которым в дорифейское время не было. По размерам они значительно превосходят любые стабильные массивы и подвижные зоны предшествующего афебского этапа, поэтому могут рассматриваться как новообразованные или наложенные.

Появление платформ и геосинклинальных поясов связывается с процессом разрушения обширных площадей сиалической коры, сформировавшейся к концу афебня. Платформы в этом случае выступают как глобальные остаточные массивы, окруженные геосинклинальными поясами, являющимися общепланетарными зонами растяжения со сложной динамикой развития.

Заложение геосинклинальных поясов, за исключением, возможно, Тихоокеанского, происходило на сиалическом основании, аналогичном тому, которое представляет фундамент платформ. Об этом говорит хотя бы тот факт, что первые типичные эвгеосинклинальные зоны с корой океанического типа появились в ортогеосинклинальных областях лишь в самом конце докембрия. Начальному этапу развития поясов присущи комплексы многогеосинклинального или эпикратонного типов, распространенные гораздо шире, чем эвгеосинклинальные (рис. 32).

В процессе развития геосинклинальных поясов довольно отчетливо обособились их внешние и внутренние зоны. Внешние зоны, представ-

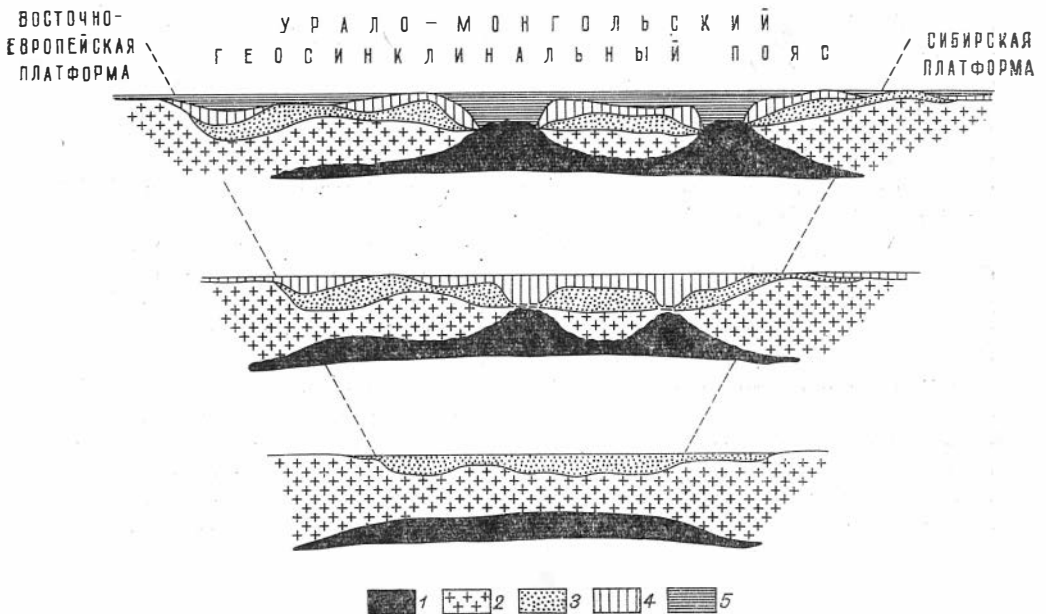


Рис. 32. Принципиальная схема развития Урало-Монгольского пояса в рифее — раннем кембрии.

1 — подкорový субстрат; 2 — дорифейский сиалический фундамент; 3—5 — геосинклинальные и платформенные образования: 3 — раннего рифея, 4 — среднего и позднего рифея, 5 — венды и раннего кембрия.

ляющие собой перикратонные складчатые (геосинклинальные и геоантиклинальные) системы, являются ярко выраженными эпикратонными образованиями, тесно связанными с прилежащими платформами.

Во внутренних зонах некоторых геосинклинальных поясов к концу рифея сформировались ортогеосинклинальные области. Они напоминают гигантскую брекчию из сиалических блоков, «сцементированных» эвгеосинклинальными складчатыми зонами. Эти области характеризуются весьма сложным типом структурных рисунков. Кроме того, во внутренних зонах продолжали существовать эпикратонные области, которые в течение всего рифея развивались на сиалическом фундаменте, претерпевшем, по-видимому, существенное, но неравномерное растяжение. Они более дифференцированы по сравнению с внешними зонами геосинклинальных поясов. В их пределах уже появляются прогибы, близкие к эвгеосинклинальным, а в виде исключения — эвгеосинклинальные зоны.

Процесс дробления и растяжения сиалической коры в пределах геосинклинальных поясов принципиально сходен с процессом разрушения всей сиалической оболочки, приводящим к образованию платформ и геосинклинальных поясов. Роль «платформ» в геосинклинальных поясах играют многочисленные разновеликие блоки и массивы, окруженные различного типа прогибами и являющиеся, как и платформы, остаточными. Среди этих элементов, самых разнообразных по форме, размерам и глубине геосинклинального погружения, присутствуют мелкие блоки, срединные массивы и платформенные массивы типа Таримского, Северо-Китайского и Южно-Китайского.

Следующими в рассматриваемом ряду являются платформы. Они располагаются в ячейках, образованных сетью геосинклинальных поясов.

Платформы, как блоки и массивы в геосинклинальных поясах, различаются между собой размерами. Крайний член ряда — это гигантская Гондванская суперплатформа, обнимающая современные Южно-Американскую, Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую платформы.

Таким образом, ряд рифейских остаточных блоков представляется в следующем виде: блок (массив) ↔ срединный массив ↔ платформенный массив ↔ платформа ↔ суперплатформа. Такое деление условное, так как этот ряд может быть существенно расширен за счет включения «промежуточных» членов.

Платформы и суперплатформы не были стабильными в процессе развития. На них в рифее сформировались структурные элементы, отсутствующие или слабо проявленные в пределах жестких блоков более древних этажей. Среди этих элементов определяющими являются щиты, плиты, грабены, линейные прогибы, авлакогены и интракратонные складчатые зоны. Все перечисленные структурные формы достаточно хорошо изучены и многократно описаны. Отметим только интракратонные складчатые зоны, которые, по-видимому, характерны только для суперплатформ и представляют собой недоразвившиеся геосинклинальные пояса. Их внутреннее строение — тесное сочетание глубоких линейных трогов с изометричной формы блоками — указывает на возможную первичную структуру других поясов, затухавшую многократными складчатостями и метаморфизмом.

РАЗЛОМЫ В СТРУКТУРЕ ДОКЕМБРИЯ

Анализ материалов по геологии докембрия позволяет выявить общие закономерности формирования репматических сеток и связать их с эволюцией земной коры. Неодинаковая плотность сеток разломов в различных районах и на разных хронологических уровнях отра-

жает, вероятно, изменения толщины коры во времени и в пространстве.

В связи с глобальным обобщением рассматриваются не отдельные разломы, а зоны их сгущений. Они разделяют верхнюю оболочку Земли на относительно ненарушенные блоки и представляют собой линейменты, аналогичные геосутурам, тектоническим швам и геофрактурам Г. Клооса.

Здесь анализируются в основном сетки разломов, созданные в обстановке растяжения. С ними обычно связаны различного рода прогибы, грабены, трог и т. п., в той или иной степени заполненные глубинными магматическими образованиями. В некоторых складчатых прогибах на поверхность выведен подкоровый субстрат, составляющий некогда их «фундамент». Появление меланократового фундамента во многих случаях может быть объяснено образованием раздвигов, нарушающих всю сплошность коры и приводящих к вскрытию мантии. Такие разломы в дальнейшем называются подкоровыми, а менее «глубинные» — ниже- и верхнекоровыми. С нижекоровыми разломами связаны магматические комплексы основного или смешанного состава (габброиды, спилито-диабазовые и спилито-кератофировые формации). Верхнекоровые разломы содержат в своих зонах магматические продукты преимущественно кислого, среднего и щелочного состава, но могут быть вообще лишены интрузивных и эффузивных образований. Следовательно, основным критерием относительной глубинности разломов считается состав связанных с ними магматических проявлений.

С целью изучения эволюции разломов, обусловленной развитием всей внешней оболочки Земли, анализ разломов проводится по интервалам, соответствующим времени формирования алданского, киватинского, афебского и рифейского этажей.

Типы разломов на разных хронологических уровнях

Вопрос о существовании и роли разрывных нарушений в алдании остается открытым. В алданском этапе не найдены такие тектонические формы (троги, прогибы и др.), которые можно было бы объяснить раскалыванием земной коры. Это скорее всего обусловлено состоянием и свойствами первичной коры. Имеющиеся материалы не противоречат тому, что уже в алдании происходили разрывы сплошности первичной коры, но они сопровождалась в основном не хрупким разрушением, а деформациями пластического течения. Следы таких деформаций, локализованные в сравнительно узких (до сотен метров) зонах, устанавливаются в древнейших комплексах щитов.

В киватинии намечаются разломы нижекорового и подкорового типов. Их сгущения отвечают геосинклинальные прогибы, выполненные осадочно-вулканогенными толщами. Зоны разломов сравнительно короткие, невыдержанные по простиранию и ширине. Им, по-видимому, синхронны трещины, обнаруживающиеся на смежных с прогибами выступах основания и залеченные дайками основного состава.

В основании прогибов почти всегда залегают мощные спилито-кератофировые толщи. Вверх по разрезу количество вулканитов постепенно уменьшается и большую роль начинают играть кислые разновидности. Это отражает, вероятно, постепенное залечивание разломов или уменьшение их «глубинности». Разломы с такой последовательностью развития отнесены к *абитибскому* типу (по названию пояса Абитиб Канадского щита).

Киватинские зоны разломов нижекорового типа представлены в массивах Северной Америки, на Индостанском, Алданском, Украинском, Балтийском и Канадском щитах. Они, по-видимому, преобладают над подкоровыми зонами разломов, с которыми связаны главным

образом основные эффузивы, а также тела ультрабазитов и габброидов, в совокупности напоминающие офиолитовые ассоциации. Примеры их известны в системе Калгурли Австралии, в Трансваальском, Родезийском и Танганьикском массивах Африки, местами на Канадском и Индостанском щитах.

Для ортогеосинклинальных областей афебия характерны нижнекоровые и подкоровые разломы, определяющие распространение спилито-кератофировых формаций. В этих областях афебские толщи обычно составляют единый формационный ряд с киватинскими. Разломам свойственна криволинейная форма. В некоторых ортогеосинклинальных областях афебия присутствуют «острова» сиалической коры (Карельская, Байкальская области, Западно-Африканский и Украинский щиты и т. д.). Эвгеосинклинальные прогибы в этих областях, вероятно, возникли в результате растяжения коры на вторичном меланократовом фундаменте. В разрезах таких зон, как правило, обнаруживаются офиолиты. В других областях, таких как Свекофеннская, широких проявлений офиолитовой ассоциации не обнаруживается. В верхней части спилито-кератофировой формации появляются лептиты, что указывает на наличие разломов абитибского типа, «глубина» которых со временем уменьшается. На поздних стадиях развития геосинклинали они превращаются в верхнекоровые разломы.

В эпикратонных геосинклиналях афебия распространены почти исключительно прямолинейные разломы корового типа. С ними связаны прогибы, закладывающиеся на консолидированной сиалической коре. На ранних стадиях развития прогибов раскалывание ведет к образованию узких грабенов, где формируются преимущественно фалаховые и карбостромовые толщи. В среднюю стадию отлагаются флишоидные, граувакковые и карбонатные толщи. На заключительной стадии разломы активизируются, хотя и в разной степени. В некоторых геосинклиналях появляются батолиты и штоки палингенных гранитоидов, а также вулканиты порфировой формации. В других случаях на этой стадии разломы превращаются в подкоровые, что приводит к формированию спилито-кератофировой или даже офиолитовой ассоциаций (Лабрадорский трог). Из приведенного примера видно, что наряду с разломами абитибского типа возможно выделение разломов с иной последовательностью развития, «глубинность» которых со временем возрастает. Такие разломы отнесены к *лабрадорскому* типу. Последовательность развития разломов этого типа можно рассматривать как прямую, или агрессивную, а абитибского — как обратную, или регрессивную.

На щитовых массивах преобладали также прямолинейные разломы корового типа. Очень отчетливо они проявлялись по окранным массивам на границах с геосинклинальными областями, а также по окранным областям накопления чехла многогеосинклинального типа. На отдельных стадиях формирования чехла они, по-видимому, достаточно глубоко рассекали кору, а иногда и проникали в мантию, поскольку в разрезе чехла присутствуют горизонты вулканитов основного состава вплоть до пикритов (система Вентерсдорп, ятулий—суйсар).

В рифее также устанавливаются все типы разломов. В геосинклинальных областях намечается общая тенденция увеличения со временем роли более «глубоких» расколов. Например, в Урало-Монгольском поясе на начальной стадии его развития преобладали верхнекоровые разломы. В дальнейшем развиваются разные типы при доминировании нижнекоровых и подкоровых. Смена одних типов другими происходила местами поэтапно в пределах одних и тех же тектонических зон. В других случаях разломы мигрировали и наиболее «глубинные» их типы закладывались ближе к внутренним зонам геосинклиналией. К концу рифейского времени важную роль играли зоны разломов,

пересекавшие всю земную кору, и уходившие корнями в подкорковый субстрат.

На платформах и примыкающих к ним внешних зонах геосинклиналей в рифе развивались главным образом верхнекоровые разломы. Местами закладывались нижнекоровые трещины, сопровождавшиеся продуктами основного магматизма в виде поверхностных излияний, даек, межпластовых залежей и т. п. Эти проявления весьма различны по масштабу. Как правило, они незначительны. Однако в ряде случаев, как, например, в Кивинском прогибе Северо-Американской платформы, густая сеть разломов пронизывала кору почти на всю толщину и способствовала подъему огромных масс базальтового вещества и распределению его на больших площадях.

В рифейском этаже, как и в афебском, известны разломы с прямой и обратной последовательностью развития, т. е. лабрадорского и абитибского типов. Примером лабрадорского типа являются некоторые зоны разломов геосинклинальных поясов, признаки «глубинности» которых усиливаются от этапа к этапу (Джалаир-Найманская зона Казахстана и Борусская зона разломов Западного Саяна). Разломами с обратной последовательностью является упомянутая выше зона Кивино.

Регматические сетки в разновозрастных этажах

В алданское время разломов планетарного масштаба, по-видимому, не существовало. Наиболее древние разломы, представляющие собой сравнительно мелкие зоны «пластического» скалывания, появляются во время складчатости алданских комплексов. К концу алдания на отдельных участках была сформирована кора, способная не только пластически деформироваться, но и раскалываться.

В киватинии формировались своеобразные нижнекоровые и подкоровые зоны разломов, неодинаково группирующиеся в пространстве и образующие различного типа сетки. Наряду с раздробленными существовали, по-видимому, области, не затронутые или слабо нарушенные киватинскими разломами (Алданский и Анабарский массивы). В раздробленных областях, занимавших, вероятно, более обширные пространства, намечаются упорядоченные и неупорядоченные регматические сетки с большой плотностью зон разломов на площади.

В сетках с упорядоченной группировкой разломы располагаются или кулисообразно друг относительно друга, или в виде субпараллельных пучков. В целом они образуют квазилинейные пояса или ветви. Такие сетки разломов характерны для провинции Сьюпириор Канадского щита (пояс Абитиб и др.), для некоторых участков Индостанской платформы и других мест. В сетках с неупорядоченной группировкой простирания разломов сильно изменчивы. Здесь одновременно с прямолинейными присутствуют криволинейные и дугообразные формы. Примером неупорядоченных сеток служит рисунок, образованный зеленокаменными трогами Родезийского массива Африки.

В афебии на консолидированных участках возникает сеть разломов, густота которых на разных площадях различна. Для щитовых массивов характерна геометрически правильная сеть трещин и разломов, образующих, в общем, две ортогональные системы. Подобный же рисунок свойствен эпикратонным геосинклинальным областям. Здесь элементы ортогональных систем развиты неравномерно. Между разломами располагаются треугольные, ромбовидные и неправильной формы блоки, сопоставимые со срединными массивами.

В ортогеосинклинальных областях разломы образуют довольно густую сеть. Здесь наряду с прямолинейными широко распространены криволинейные разломы, отчего сеть характеризуется меньшей пра-

видностью. Особого рода рисунок свойствен Свекофеннской эвгеосинклинали — беспорядочный, с явным преобладанием криволинейных элементов.

Рифейскую сеть разломов можно рассматривать в целом как новообразованную, во многом обусловленную заложением и длительным развитием общепланетарных геосинклинальных поясов, таких как Урало-Монгольский, Средиземноморский, Грampiанский и др.

Геосинклинальные пояса рифея, особенно на начальной стадии их формирования, могут рассматриваться как глобальные расколы I порядка, расчленившие консолидированную в афебии земную кору на гигантские блоки — платформы. Для значительных участков рифейских платформ, где развиты в основном верхнекоровые разломы, характерны сетки с ортогональными, ромбовидными и другими ячейками, образованные авлакогенами, интракратонными прогибами или складчатыми зонами. Эти сетки по геометрическим характеристикам близки к афебским.

В рифейских эпикратонных геосинклиналях и ортогеосинклиналях, особенно на ранней стадии их развития, сетки разломов, по-видимому, мало отличались от платформенных. В дальнейшем благодаря заложению новых разломов, а также благодаря неоднократно проявлявшимся дислокациям они были сильно видоизменены (уплотнены, искривлены и т. п.). На стадии сжатия вместо преобладающих сбросов и раздвигов основную роль играют взбросы, сдвиги и надвиги, группирующиеся в системы с параллельным, линзовидно-параллельным, перистым и другими типами сочетания разломов.

Крупные пологие надвиги типа шарьяжей или покровов в докембрии, видимо, еще не возникали. Такое предположение основывается как на непосредственных наблюдениях, так и на косвенных признаках. Во-первых, достоверных крупноамплитудных шарьяжей докембрийского времени формирования не устанавливается; во-вторых, как нам представляется, шарьягование в региональном масштабе должно происходить в условиях интенсивного сжатия и приводить к тектоническому скучиванию земной коры и росту планетарных горных поясов. Признаков таких поясов в докембрии не обнаружено. Вероятно также, что шарьяжи регионального масштаба возникают в зонах сжатия между крупными литосферными плитами типа современных континентов. Такие массивы — «плиты» — в докембрии были несравненно меньшими, и средние размеры их постепенно увеличивались к фанерозою.

Разломы и формирование земной коры

Рассмотрев типы, формы и особенности размещения крупнейших разломов в разных этапах докембрия, попытаемся наметить некоторые закономерности эволюции земной коры.

Основная замеченная закономерность заключается в последовательном увеличении мощности земной коры со временем. Здесь не ставится задача выразить мощность коры на разных этапах докембрийского развития и в разных тектонических районах в абсолютных значениях. Эти вопросы рассматриваются в качественном аспекте.

Для подтверждения указанной закономерности проследим смену сеток глубоких расколов коры, относящихся в основном к нижнекоровому и подкоровому типам, т. е. нарушающих всю сплошность коры. В эту категорию попадают большинство учитываемых нами разломов. При этом используем аналогию с известным явлением распределения трещин в слоях в зависимости от их толщины.

Наименьшую мощность и максимальную пластичность кора имела в алданское время. В киватинии большая часть площади континентов была нарушена густой сетью разломов, разделявших земную кору на

«блоки» площадью до десятков тысяч квадратных километров. В зонах разломов местами существовала кора, сходная с океанической. Регматические сетки афебия, заложенные на консолидированном сиалическом основании, отличаются своей прямолинейностью и разреженностью, что свидетельствует о более мощной и «хрупкой» коре. В ячеях афебских сеток расположены щитовые массивы, площадь которых достигает уже миллионов квадратных километров, а также другие жесткие блоки.

В конце афебия сформировалась еще более мощная кора. В дальнейшем она разрушалась на всю глубину только в единичных зонах. К таким зонам относятся заложившиеся в рифее геосинклинальные пояса, в которых подкоровые разломы начали проявляться лишь в конце рифея, а местами и позднее. Эти зоны разделяли земную кору на гигантские блоки, равные древним платформам, или, как, например, в южном полушарии, превышающие их. Верхнекоровыми или иногда нижнекоровыми разломами такие блоки дробились на более мелкие. Разрушение мощной коры проходило в течение очень длительных отрезков времени.

Таким образом, мощность коры со временем увеличивалась, а количество подкоровых разломов или поясов, включающих такие разломы, соответственно резко сокращалось.

На фоне увеличения мощности коры и объединения сиалических блоков в докембрии одновременно приходил и обратный процесс — процесс увеличения размеров площадей с утоненной корой или корой океанического типа. Если в киватинии участки с «океанической» корой имели сравнительно небольшие размеры и в большом количестве были рассеяны на громадных площадях, то в конце рифея они локализовались всего в нескольких поясах, но уже планетарного масштаба.

Анализ строения геосинклинальных поясов и размещения в них подкоровых разломов позволяет предполагать, что процесс «океанизации» коры обуславливался главным образом ее растяжением. С некоторого момента, когда сиалическая кора становилась достаточно тонкой, активную роль начинали играть подкоровые разломы. О постепенном утонении сиалической коры в геосинклинальных поясах вплоть до ее разрыва говорит тот факт, что в начальные этапы их развития проявлялись в основном верхнекоровые разломы, в дальнейшем закладывались нижнекоровые и последними — подкоровые. В таких поясах одновременно происходило и сгущение разломов.

Из изложенного следует, что увеличение мощности коры в одних областях идет на фоне утонения ее в других. Если утонение связано с растяжением, то утолщение, очевидно, с общим латеральным сжатием земной коры. Эти два процесса проявляются одновременно.

Мощность сиалической коры отражается также на строении и развитии отдельных зон разломов. Одни разломы закладываются на мощной сиалической коре, начинают развиваться как верхнекоровые, превращаясь в дальнейшем в нижнекоровые и даже подкоровые (лабрадорский тип). Другие, наоборот, развиваются от подкоровых или нижнекоровых к менее «глубинным» (абитибский тип). Абитибский тип разломов особенно характерен для киватинии. Он, вероятно, формируется в зонах с маломощной корой, способной к быстрому разрушению. Та и другая последовательность развития разломов, по-видимому, не обязательно отражает утонение или утолщение коры в данной зоне. Эти закономерности могут быть в какой-то мере обусловлены углублением расколов, постепенным их залечиванием или различной скоростью разламывания коры в разных зонах. Однако представляется, что в развитии лабрадорского типа основную роль играет утонение коры, а в развитии абитибского — увеличение ее мощности. Схема формирования разломов лабрадорского типа совпадает с общей тен-

денцией развития крупных геосинклинальных поясов, которая заключается, видимо, в уменьшении мощности коры на стадии растяжения.

О мощности сиалической коры можно судить также по масштабам вулканических проявлений в зонах однотипных разломов. Так, нижнекоровые разломы, закладывающиеся на коре большой мощности (например, на рифейских платформах), сопровождаются незначительными базальтовыми излияниями, тогда как в геосинклинальных областях с утоненной корой формируются мощные спилито-кератофировые толщи.

Все сказанное позволяет заключить, что подкоровые, нижнекоровые и верхнекоровые разломы отражают не абсолютную глубину разломов, а только степень их проникновения в горизонты земной коры разного состава и различной толщины. Подкоровые разломы в одних областях могут быть менее глубокими, чем верхнекоровые — в других.

III. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ДОКЕМБРИЯ

Геология докембрия — отрасль науки сравнительно молодая, круг проблем которой находится в стадии оформления. Авторы не ставят себе задачей не только рассмотреть, но и перечислить все проблемы, возникающие перед исследователями тектоники докембрия. Тем не менее целесообразно обсудить некоторые из них.

Весьма важными представляются вопросы терминологии, применяемой к докембрийским структурам, как часть более общих проблем геологической терминологии и научного языка. То или иное решение этих вопросов оказывает влияние и на методологию исследований. Анализ строения и положения зон диасхизиса в общей структуре докембрия необходим в плане решения проблемы орогенеза и соотношения этих своеобразных докембрийских зон с орогенными областями. Проблема планетарной тектонической цикличности имеет для тектоники докембрия особое значение, так как именно докембрий рассматривается некоторыми исследователями как объект, изучение которого «доказывает» глобальность и синхронность циклов.

Возрождение в отечественной геологии идей мобилизма позволяет ставить вопрос о принципиальной возможности использования палинспастических реконструкций как дополнительного метода изучения тектоники докембрия. Наконец, заслуживают обсуждения представления о так называемом тектоническом методе как основе построения общей геохронологической шкалы докембрия.

Все названные проблемы в той или иной мере уже затрагивались авторами в предшествующих публикациях, но в последующем тексте уточнены аспекты обсуждения и привлечены новые материалы. Некоторые проблемы, заслуживающие обсуждения, не включены в предлагаемую часть монографии, а рассмотрены в заключительной, посвященной вопросам эволюции структуры осадочной оболочки в докембрии.

О ПОНЯТИЯХ И ТЕРМИНАХ, ПРИМЕНЯЕМЫХ К ДОКЕМБРИЙСКИМ СТРУКТУРАМ

В последние годы наблюдается тенденция применения к структурным элементам и тектоническим формам докембрия специальной терминологии. В основе этого лежат твердо укоренившиеся в современной науке представления о необратимости развития Земли, о качественных различиях этих этапов и т. п.

Еще в 1924 г. А. А. Борисяк высказал мысль о том, что в докембрии не существовало ни платформ, ни геосинклиналей. В 1940 г. это предположение было поддержано Г. Ф. Мирчинком. Более широко, однако, были распространены представления о докембрийской *пангеосин-*

клинами, гипотетической геосинклинальной области, охватывавшей в докембрии всю поверхность континентов. В 1944 г. Г. Штилле (1964) противопоставил особенности развития и структуры *протогея* и *неогея*, границей которых он считал алгомскую регенерацию на рубеже карелия и беллотония. Тем самым подверглось сомнению структурное и историко-геологическое единство докембрия. А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950) ввели понятие о дорифейской панплатформе как мощной сплошной сиалической оболочке современных континентов, формированием которой завершилось дорифейское развитие структуры земной коры. При этом они также отмечали, что дорифейская сиалическая оболочка формировалась на этапе, когда не существовало ни геосинклиналей, ни платформ, появившихся только в рифее. Таким образом, структура рифейского этажа признавалась принципиально сходной с таковой фанерозоя, и им противопоставлялась структура дорифея (протогея). Вместе с тем большинство исследователей докембрия по-прежнему применяли к докембрию в полном объеме понятия и термины учения о геосинклиналях.

Взгляды А. В. Пейве и В. М. Сеницына получили дальнейшее развитие в работах Е. В. Павловского с соавторами (Павловский, 1962, 1964, 1975а — г; Павловский, Марков, 1963, 1964; Глуховский, Павловский, 1973; и др.). Разработанные ими понятия и вариант терминологии приобрели наибольшую популярность в отечественной литературе. Поэтому желательнее рассмотреть на примере этого варианта некоторые общие вопросы «докембрийской терминологии». Следует отметить, что в упомянутых работах описание структуры проводится в тесной связи с анализом истории развития, почему терминология имеет двойственный характер: определения даны или по структурным признакам объектов, или по особенностям стадии их формирования.

Древнейшую стадию развития Земли М. З. Глуховской и Е. В. Павловский (1973) выделили под названием *лунной*. Тектонотипом избрана нижняя часть курультино-гонамского комплекса Восточной Сибири. В качестве характерных черт комплекса указываются преобладание основных лав при наличии в верхней части кремнистых и глиноземных пород в подчиненном количестве, преобладание изометричных отрицательных структурных форм (чаш) и очень интенсивный метаморфизм (Павловский, 1975б). По химическому составу базиты сопоставляются с толеитовыми и лунными базальтами. Возраст комплексов определяется цифрами 4000—4500 млн. лет.

Вслед за лунной наступает *нуклеарная стадия*. Тектонотипом названа группа Киватин. В качестве пород, слагающих нуклеарный комплекс, указаны лавы основного состава (спилиты), продукты фумарольной деятельности, хемогенные породы и граувакки, распространенные в бассейнах, разделяющих зоны активного вулканизма. К структурным особенностям комплекса, по определению Е. В. Павловского (1962), относятся: 1) отсутствие всеобщей линейной складчатости; 2) сложная мозаика куполов с плоскими сводами и очень сложной системой сильно сжатых изоклинальных и других складок течения и волочения на периферии куполов; 3) заполнение межкупольных пространств слабodeформированными и слабometаморфизованными эффузивами и другими породами киватинского типа; 4) неравномерный метаморфизм, мигматизация и гранитизация исходных пород. К комплексу отнесены образования с верхней возрастной границей, колеблющейся на разных континентах в пределах 3500—2600 млн. лет. Отличия нуклеарной стадии от лунной усматриваются в проявлениях осадконакопления в неориентированных бассейнах и процессов гранитизации, появляющихся впервые на арене геологической истории (Павловский, 1975б).

После завершения нуклеарной стадии в большинстве случаев наступает ранняя кратонизация и возникают *протоплатформы* (платформ-

мы протогея), характеризующиеся двухэтажным строением. Базальтовый, обычно гранитизированный, нуклеарный фундамент перекрыт мощным чехлом, сложенным осадочными и вулканогенными породами. Протоплатформы от платформ неогей отличаются многообразием магматических проявлений, локальной ремобилизацией кристаллического фундамента с образованием гранитогнейсовых куполов и валов, региональным метаморфизмом пород чехла в фации зеленых сланцев и контактовым — до амфиболитовой. В основании чехла отмечаются реликты кор выветривания. Образование чехла знаменуется растяжением земной коры и появлением *палеоавлакогенов* (термин А. М. Лейтеса и др., 1970), сложенных *троговым* комплексом. К протоплатформенному чехлу отнесены дорифейские комплексы с нижней возрастной границей, опускающейся в некоторых случаях (Балтийский и Украинский щиты) до 3500 млн. лет. В качестве наиболее древних его представителей указаны иенгская серия Алданского щита, Центрально-Приазовская гнейсовая серия Украинского щита, система Себаквий и формация Фиг-Три Южной Африки.

В большинстве случаев протоплатформенный режим сохраняется до конца протогея, когда «наследуется режимом знакомых нам платформ неогей, который и сохраняется до нашего времени» (Павловский, 1975а, с. 25). Но в некоторых случаях на протоплатформенный чехол накладываются *протогеосинклинали* (термин Н. В. Фроловой, 1951). Эти крупные прогибы сложены формациями геосинклинального типа, а также вулканическими комплексами, последовательность которых сходна с таковой в геосинклинальных областях неогей. Специфика протогоеосинклиналей, по мнению Е. В. Павловского, заключается в их простой форме, отсутствии внутренних поднятий, фацальной устойчивости осадков, относительной простоте «впервые возникших линейных складок» (Павловский, 1975а, с. 26).

Протоплатформы и протогоеосинклинали могут сменять друг друга во времени, но могут и сосуществовать в смежных блоках в течение длительного времени. Указывается также, что «в протерозое появились первые крупные геосинклинальные области типа свекофеннид» (Павловский, 1975б, с. 17) и «изолированные геосинклинальные трюги» типа Лабрадорского (Павловский, 1975а, с. 21).

Рассмотренная система понятий призвана подчеркнуть своеобразие и неповторимость ранних этапов развития Земли и закрепить это явление терминологически. С общефилософских позиций необратимость развития в доказательствах не нуждается и является скорее научным принципом, чем историческим фактором. Не касаясь здесь вопросов эволюции структуры Земли в докембрии, который рассмотрен в другом разделе, следует обратить внимание на некоторые аспекты охарактеризованной системы понятий, важные с методических позиций. В частности, представляется необходимым выяснить, так ли велико неповторимое своеобразие структуры протогея (или докембрия в целом), чтобы его нельзя было описать с применением терминологии, разработанной при изучении фанерозойских образований. Ниже приводится анализ систем понятий в разных аспектах.

Формационный аспект. Выделение лунной стадии развития Земли и отвечающих ей образований (катархея) базируется на «своеобразии» химического состава пород с древнейшими радиометрическими датировками. Нижняя часть курультино-гонамского комплекса (сутамская серия), избранная тектонотипом, сложена гранат-гиперстеновыми, двупироксеновыми, гиперстен-плагноклазовыми и другими гнейсами и сланцами. Эти породы характерны для образований алданского этажа вообще и тимптонской серии алданского комплекса в частности. Такие породы в разрезе алдания появляются периодически, образуя пакеты и толщи, разделенные горизонтами высокоглиноземистых и карбонатных пород.

М. З. Глуховский и Е. В. Павловский (1973, с. 4), приводя данные анализов химического состава пород р. Сутам, указывают на их сходство с толентовыми и лунными базальтами. Однако мера сходства не определена. По мнению В. А. Кутолина (личное сообщение), состав курультино-гонамского комплекса больше соответствует составу недифференцированных траппов Сибирской платформы, что доказывается оценкой по статистическим показателям. Следовательно, «лунный комплекс» по вещественному составу не уникален. Некоторое сходство с лунными и толентовыми базальтами говорит лишь о близости состава базальтовых пород, возникших в самых различных структурных обстановках, на что обращает внимание Ю. А. Кузнецов (1970).

Среди ведущих глубинных образований лунной стадии указываются анортозиты. Е. В. Павловский (1975в) считает, что связь Каларского и Джугджурского анортозитовых массивов с полями распространения сутамской серии подчеркивает сходство с Луной, на которой анортозиты обнаружены в большом количестве. Однако лунные анортозиты обнаружены «в риголите, имеющем, очевидно, взрывное происхождение» (Эрлих и др., 1975, с. 108). Отсутствие сходства в составе лунных и земных анортозитов отмечено Дж. Вудом и др. (Wood e. a., 1970). Э. Н. Эрлих и его соавторы (1975, с. 108) так характеризуют это явление: «Состав лунных анортозитов резко отличается от их земных аналогов. Анортозиты адирондакского типа и анортозиты стратифицированных габброидных интрузий содержат намного больше кремнезема и щелочей». Если учесть еще, что земные анортозиты значительно моложе лунных (самые древние — Каларский и Джугджурский — массивы сформированы не ранее чем 2500 млн. лет назад), то не остается никаких оснований для предположения о формировании анортозитовой коры Земли в лунную стадию, как нет прямых признаков наличия такой коры на Луне.

К «лунному комплексу» отнесен также Мончегорский плутон, который внедрился в условиях спокойного платформенного тектонического режима (Павловский, 1975а, с. 9, 10). Однако этот плутон скорее прорывает кольские гнейсы (Масленников, 1968), чем перекрывается ими. Древнейшие цифры относятся к линзам и ксенолитам оливинитов, перидотитов, норитов и габбро, которые, по предположению В. А. Масленникова, являются ксенолитами подкорового перидотитового слоя. Вещественный состав плутона не отвечает составу базальтов курультино-гонамского комплекса.

Еще меньше оснований говорить о специфике формационного облика группы Киватин, избранной тектонотипом нуклеарного комплекса. Е. В. Павловский (1962, с. 83) отметил, что «вещественный состав серии Киватин похож на тот, что наблюдается в разрезах позднейших геосинклинальных прогибов». Единственной специфической чертой можно было бы признать «совмещение формаций спилитовой и молассоподобной граувакковой во времени и пространстве» (там же), но последние данные показывают, что в качестве молассового члена формационного ряда целесообразнее рассматривать верхнюю часть залегающей выше группы Тимискаминг. Ассоциация спилитовой и граувакковой формаций чрезвычайно типична для эвгеосинклиналей как докембрия, так и фанерозоя.

Формационные особенности протогеосинклиналей и протоплатформ Е. В. Павловский не отмечает. Напротив, он неоднократно (например, на с. 104—105 работы 1962 г.) указывает на сходство слагающих их комплексов с таковыми соответствующих структурных областей неогей.

Структурный аспект. М. З. Глуховский и Е. В. Павловский (1973, с. 5), характеризуют структуру курультино-гонамского комплекса, пишут, что «здесь, по данным Л. Г. Васютиной, отмечается хаотическое скопление кольцевых, овальных, петельчатых и амебовидных синформ-

ных структур размером от 2×2 до 10×8 км с пологим наклоном крыльев ($20-40^\circ$), которые «разделяются узкими, иногда гребневидными или брахиальными антиформами». Подобные рисунки вообще характерны для областей распространения глубокометаморфизованных толщ, в том числе и для фанерозойских (Эз, 1970). Указание на наличие синформ и антиформ (а не синклиналей и антиклиналей), вероятно, может свидетельствовать только о вторичности форм, о их наложении на первичный более сложный рисунок. Весьма маловероятно предположение авторов о том, что «кварциты в парагенезисе с глиноземистыми породами отлагались в изолированных округлых впадинах» (Глуховский, Павловский, 1973, с. 5), так как указанные размеры синформ не коррелируются с огромной мощностью разреза (более 10 тыс. м). Соответствие между структурным рисунком и обстановками осадконакопления в этом случае вряд ли существует. Отсюда сомнительно и прямое сопоставление катархейских и лунных ландшафтов.

Структура группы Киватин характеризовалась Е. В. Павловским и М. С. Марковым (1963, 1964; Павловский, 1962) в основном по Тектонической карте Канады 1950 г. (Tectonic map..., 1950). Был сделан вывод, что группу отличает «отсутствие линейных складок, куполовидный характер структур, локальная, связанная с этими куполами гранитизация, отсутствие однозначного регионального метаморфизма» (Павловский, 1962, с. 83). Однако на новых геологических картах разных масштабов, включая Тектоническую карту Канады (Tectonic map..., 1969), ясно изображены «смятые в крутые изоклиналильные складки протяженные пояса» (Ажгирей, 1974, с. 183). Не подтвердилось предположение о слабых деформациях исходных пород в межкупольных пространствах (см. рис. 11, 15). Г. Д. Ажгирей (1974) дает также весьма убедительное объяснение слабого метаморфизма пород группы с привлечением гипотезы «перевернутой крыши» и показывает общность этого явления для складчатых областей различного возраста. Наконец, сами гранитные купола «разрушали границы геосинклинальных поясов», т.е. «нуклеарные структуры... внедряются своими овидами в геосинклинали и как бы пожирают их» (Ажгирей, 1974, с. 187).

Протогеосинклинали и протоплатформы в структурном аспекте не характеризуются специфическими чертами. Для протогеосинклиналей указаны типичные черты складчатых зон — линейная складчатость, неравномерный метаморфизм, проявления гранитизации; для протоплатформ — развитие чехла, с несогласием перекрывающего гранитизированный цоколь. Особенностью протоплатформенного чехла, отличающей его от чехлов платформ, Е. В. Павловский считает относительно высокую степень его метаморфизма. Этот факт важен и заслуживает внимания. По-видимому, надо учесть, что чехол гипотетических протоплатформ не распространен на больших площадях, а локализован во впадинах, «палеоавлакогенах», краевых гомоклиналях и т.п. В аналогичных формах рифейского чехла древних платформ также иногда наблюдается метаморфизм пород вплоть до эпидот-амфиболитовой фации (Фации..., 1966). Контактный метаморфизм в амфиболитовой фации не редок в породах чехла срединных массивов неогей, аналогии которых с «протоплатформами» представляются более близкими.

Таким образом, любой из названных комплексов находит себе место в общей классификации по структурно-вещественным признакам, дополнение которой «докембрийскими (или раннедокембрийскими) структурами» не требуется. Заметим, что ранее сам Е. В. Павловский (1962) без затруднений сопоставлял раннедокембрийские и более поздние структуры в формационном и структурном аспектах.

Такие сопоставления несколько затрудняются лишь при анализе глубокометаморфизованных (в гранулитовой фации) толщ. Так, М. З. Глуховский и Е. В. Павловский (1973) на основании глубокого

метаморфизма пород курультино-гонамского комплекса предполагают общий глубокий метаморфизм пород катархея в отличие от весьма слабометаморфизованного нуклеарного комплекса, связывая его преимущественно с тепловым фактором. Но надо учесть, что курультино-гонамский комплекс обнажается в тектонических клиньях в пределах Станового пояса днасиэзиса, характеризующегося многократными проявлениями метаморфизма. Фации различных давлений (чогарскую, сутамскую, алданскую), сменяющие друг друга на площади, логичнее трактовать, вслед за большинством геологов, на основе различий в глубине проявления процессов. Следовательно, степень метаморфизма курультино-гонамского комплекса не может служить свидетельством особых условий метаморфизации пород в лунную стадию. Кстати, коррелирующийся с этой стадией Мончегорский плутон метаморфизован значительно меньше, поэтому он долгое время считался протерозойским. Разрабатывающиеся для анализа глубокометаморфизованных пород специальные методики восстановления их неметаморфизованных эквивалентов, или аналогов (Сидоренко, 1963), позволяют устанавливать формации геосинклиальной и платформенной групп даже в древнейших гранулитовых комплексах.

Историко-геологический аспект. Очевидно, что именно этот аспект Е. В. Павловский считает наиболее важным при разработке вопроса. По имеющимся на начало 60-х годов материалам он провел глубокий и многосторонний анализ тектоники Канадского щита и выделил этапы его развития. Поскольку Канадский щит явился стратотипической областью архея, протерозоя и других хроностратиграфических подразделений докембрия, Е. В. Павловский избрал его в качестве тектонотипа выделенных стадий развития и отвечающих им комплексов. Была сделана попытка распространить закономерности, выявленные на Канадском щите, на ранний докембрий всей Земли (Павловский, 1975а). С этой целью проанализировано строение 9 щитов древних платформ.

При анализе выяснилось отсутствие планетарности стадий. Образование лунной стадии обнаружены на двух щитах, причем их сходство заключается лишь в основности состава компонентов. Предполагается присутствие комплекса еще на двух щитах, на остальных они не были отмечены. Соотношения лунной и нуклеарной стадий неясны. Лишь в одном случае (Балтийский щит) охарактеризованы образования, отвечающие обеим стадиям, но к лунному комплексу отнесены интрузивные породы (Мончегорский плутон), а нуклеарный выделен лишь предположительно. Неясно, какие толщи отнесены к нуклеарному комплексу на Алданском, Гвианском и Родезийском щитах и в чем их отличие от выделенных здесь образований лунной стадии.

Создается впечатление, что лунная стадия обособлена на базе высокой степени метаморфизма единственного эталона, который не имеет тождественных себе комплексов. Любопытно, что авторы книги «Историческая геология» (1974, с. 107), выделяя лунную стадию вслед за Е. В. Павловским, признают, что «следы этой ранней стадии существования земной коры начисто стерты, уничтожены последующими процессами размыва и образования осадочных толщ». В этом случае выделение стадии приобретает чисто умозрительный оттенок. Заметим, что ранее (Тектоника Евразии, 1966, с. 423) с лунной стадией параллелизовали нуклеарную.

Существование нуклеарной стадии было поставлено под сомнение, когда на территориях практически всех щитов были обнаружены древнейшие гранитогнейсы. Выяснилось, что отложению группы Киватин предшествовало формирование древнейших горизонтов гранитного слоя. Структурно-вещественные признаки группы Киватин, как уже было показано, не могут противопоставляться таковым геосинклиальных складчатых комплексов афебия, рифея и фанерозоя. Единственным ха-

рактрным признаком нуклеарного комплекса можно было бы признать широкое развитие гранитогнейсовых куполов, но, как отмечает Е. В. Павловский (1975б, с. 16), процесс их формирования «в условиях прото-платформенного режима (следующего за нуклеарной стадией.— Ч. Б.) еще более усилился».

Интерпретация наложенных трогов Тимискамингского типа существенно изменилась. Ранее выделялась самостоятельная стадия формирования подобных структур (Павловский, Марков, 1963). Сейчас (Павловский, 1975а) трогои включаются в составе фундамента прото-платформ (нуклеарная стадия?), но параллелизуются с палеоавлаогенами (протоплатформенная стадия?).

Классификационный аспект. Понятия протогеосинклиналь и протоплатформа имеют несколько иной оттенок, чем уже рассмотренные — лунная и нуклеарная стадии. Протогеосинклинали и протоплатформы могут сосуществовать в соседних блоках или сменять друг друга во времени. Следовательно, это категории единой «протогеосинклинально-протоплатформенной» стадии.

Е. В. Павловский неоднократно указывал, что соответствующие термины применяются для первых в истории Земли геологически доказуемых структур геосинклинального и платформенного типов. В этом случае речь идет о видовых различиях объектов, родовое сходство которых зафиксировано, т.е. протоплатформы, например, включаются в класс платформ и противопоставляются не классу в целом, а лишь некоторой его части (этимологически — «неоплатформам»). Из этого вытекает, что, во-первых, нельзя считать подразделение поверхности континентов на геосинклинали и платформы «старыми представлениями», «непригодными для протогея» (Павловский, 1975б, с. 15) и, во-вторых, необходимо определить видовые признаки выделяющихся «протоструктур».

Из изложенного следует, что в области структурно-вещественных свойств объектов такие различия не определены. Принимая термин «платформы протогея» как синоним термина «протоплатформа», Е. В. Павловский как будто бы ищет эти различия в хронологическом аспекте, но в то же время подчеркивает гетерохронность стадий. Можно ли в таком случае утверждать, что именно на рубеже рифея протоплатформы вдруг претерпели качественные изменения и превратились в платформы? Еще менее обосновано выделение «протогеосинклиналей», которые уже не являются «геосинклиналями протогея». Ведь «в протерозое появились первые крупные геосинклинальные области типа свекофенид» (Павловский, 1975б, с. 17) и «изолированные геосинклинальные трогои» типа Лабрадорского (Павловский, 1975а, с. 21), сосуществовавшие с «протоплатформами» и «протогеосинклиналями».

Генетический аспект. Рассматривая эволюцию структуры протогея, Е. В. Павловский постоянно подчеркивает, что этот вопрос он связывает с формированием земной коры континентального типа. Этот аспект приобрел большое значение в исследованиях сотрудников ГИН АН СССР (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, Е. В. Павловский и др.). В свете современных представлений геосинклиналь можно считать участком преобразования коры океанического типа в континентальную, а платформы — стабилизированной зоной с корой континентального типа. Процессы преобразования океанической коры в континентальную протекали на протяжении всей геологической истории Земли, поэтому нет особой необходимости вводить для отдельных ее отрезков специальные понятия и термины.

Из проведенного анализа видно, что рассмотренная система понятий возникла в ходе глубокого и многостороннего изучения строения и истории развития щитов древних платформ. Был изучен обширный, принципиально новый материал. Выяснилось, что структуры нижне-

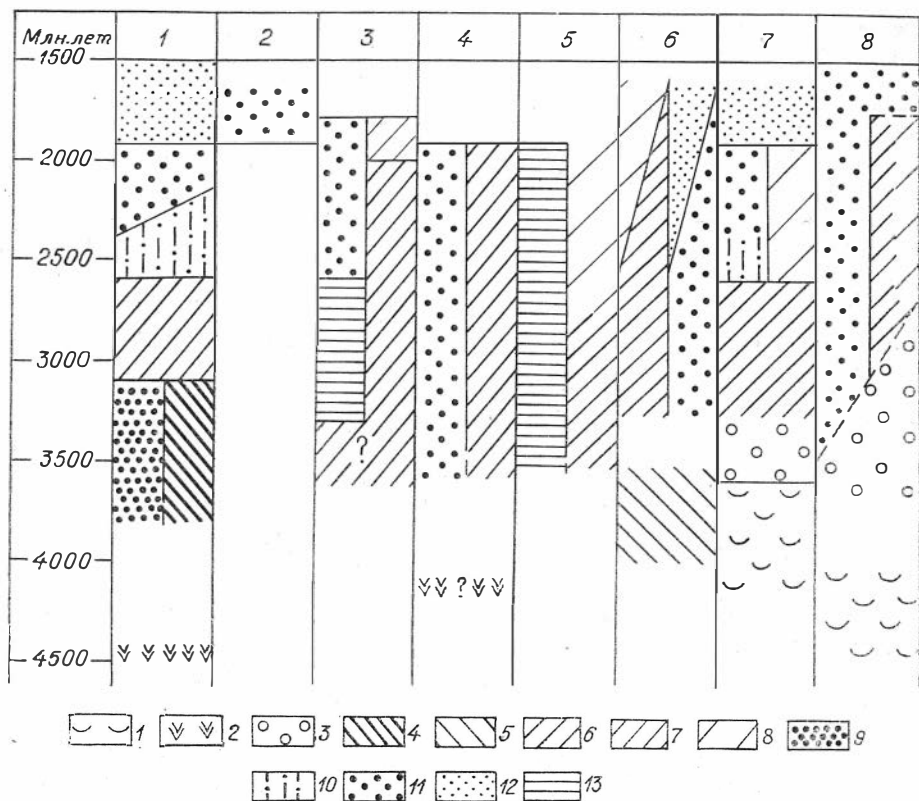


Рис. 33. Главные стадии развития фундаментов древних платформ и отвечающие им комплексы (по материалам «Тектоники фундамента...», 1973).

Комплексы: 1 — лунной стадии; 2 — базальтовый фундамент (океаническая кора); 3 — нуклеарной стадии; 4 — древнейших геосинклиналей; 5 — прогеосинклиналей; 6 — протогеосинклиналей; 7 — унаследованных протогеосинклиналей; 8 — геосинклиналей; 9 — древнейших платформ; 10 — палеоавлакогенов; 11 — протоплатформ; 12 — платформенных чехлов, 13 — массивов (срединных и т. д.). В колонках отражены этапы развития фундаментов по: 1 — М. З. Глуховскому и А. Л. Ставцеву, 2 — И. П. Палею, 3 — В. А. Дедееву и др., 4 — Г. И. Каляеву, 5 — Р. А. Гафарову, 6 — К. О. Кратцу и др., 7 — М. В. Муратову, 8 — Е. В. Павловскому (1975б).

и верхнедокембрийских толщ несколько различны. Желание подчеркнуть и закрепить различия между соответствующими тектоническими и историко-геологическими категориями явилось причиной терминологических нововведений. Задачу последних авторы системы видят в отражении своеобразия «догеосинклинальных» стадий развития Земли. Однако главное внимание при этом обращено на процессы, которые действуют в истории планеты перманентно (переход от океанической коры к континентальной, консолидация, складчатость и т. п.), т. е. в конечном счете, на процессы, учет которых лежит в основе учения о геосинклиналях. Новые понятия не определялись строго в структурно-вещественном аспекте, а в большей мере отражали историко-геологические представления авторов системы об эволюции Земли в докембрии. Поэтому выявленные ими различия имеют скорее количественный, чем качественный характер, так как не превышают различий объектов, объединяемых исследователями в один класс. Отсюда ясно, что предложенные понятия и их система в целом не имеют необходимой определенности.

Следствием такой неопределенности является крайняя неоднозначность употребления рассмотренных терминов в геологической литературе. В качестве примера укажем лишь на сборник «Тектоника фундамента древних платформ» (1973), содержащий тексты докладов на сессии Тектонического комитета при Отделении геологии, геофизики

и геохимии АН СССР. Заметим, что хотя авторы иногда и рассматривали различные объекты, но во всех докладах широко использовался сравнительный материал и полученные выводы распространялись на значительные территории. Употребление терминов демонстрируется на рис. 33.

Из рисунка видно, что наиболее часто употребляются термины «протогеосинклиналь» и «протоплатформа», определений которым обычно не дается. Очевидно, что в этом случае термины должны отвечать понятиям, введенным Е. В. Павловским и др. Но в схеме К. О. Кратца и др. наряду с протогеосинклиналью фигурирует предшествующая ей прогеосинклиналь, а в схеме М. З. Глуховского и А. Л. Ставцева — древнейшая геосинклиналь. Из этого можно заключить, что авторы совсем не склонны отрицать существование геосинклиналей в протогее. М. В. Муратов ограничивает время существования протогеосинклиналей поздним археем, тогда как в схеме Г. И. Каляева оно охватывает весь архей, ранний и средний протерозой, а в схеме В. А. Дедеева и др. — только ранний протерозой.

Часто наблюдается использование терминов «в несколько ином смысле, чем у Е. В. Павловского» (Хаин, 1973, с. 435). В частности, попытку усовершенствовать предложенную систему и определить понятия в рамках «статической тектоники» предпринял О. А. Вотях (1970, 1975; Вотях, Соловьев, 1970; и др.). Приняв предложенные Е. В. Павловским и др. термины, он коренным образом изменил объем понятий, им отвечающих. «Нуклеары», или нуклеарные складчатые системы, определены как «участки осадочной оболочки Земли, сложенные преимущественно гнейсами и гранитами» (Вотях, 1970, с. 49). Из нуклеарных комплексов исключены комплексы типа группы Киватин, поскольку «понимание нуклеарных комплексов (автором термина Е. В. Павловским! — Ч. Б.) не соответствует целям районирования по структурно-вещественным признакам, так как приводит к тому, что различные структурные этажи фундамента представляются в виде одного комплекса» (там же). Такие комплексы отнесены к *протоплитам*. В качестве примеров указаны свекофеннский и криворожский комплексы, ятулий и т. п., т. е. комплексы совершенно различного состава и степени дислоцированности. В отношении *протогеосинклиналей* указано лишь, что они «представлены более пестрым, по сравнению с другими тектоническими комплексами фундаментов древних платформ, парагенезом метаморфических и магматических формаций» (там же, с. 50). В числе примеров приведены группа Гренвилл (расположенная в зоне диахизиса и вполне отвечающая по составу «нуклеарам») и Бирримий Гвинейско-Либерийского щита (комплекс эвгеосинклинального типа).

Таким образом, этот вариант «усовершенствования» системы терминологии Е. В. Павловского и других никак нельзя признать удовлетворительным. Объем понятий по сравнению с принятым авторами терминов изменен, но не определен. В качестве примеров указаны различные объекты.

Не рассматривая многих других понятий и терминов, применяющихся к докембрию или протогеею, инвентаризация которых проведена Л. И. Красным (1972, с. 58—67), укажем только, что для них характерны главные недостатки проанализированной системы. Отметим также, что некоторые исследователи, применяя термины «геосинклиналь» и «платформа» с приставками прото-, пан-, зо-, ультра- и т. п., не противопоставляют обозначаемые ими элементы структурам неогей, а лишь стремятся подчеркнуть их возрастные различия. По мере углубления знаний о докембрии верхний рубеж «догеосинклинальной» стадии развития Земли постоянно смещается вниз по геохронологической шкале, что указано Г. И. Каляевым (1974). Если А. А. Борисяк принимал его на границе докембрия и кембрия (575 млн. лет), то Л. И. Салоп опустил до 3500 млн. лет.

Подведем некоторые итоги. По мере углубления наших знаний по тектонике докембрия были выявлены различия главных структурных областей континентов на разных хронологических уровнях. Некоторые исследователи на основании этого факта предлагают использовать специальные понятия и термины для противопоставления областей протогея (или докембрия) и неогей (фанерозоя). Аспект, в котором рассматриваются понятия, строго не определен. Анализ показывает, что в конечном итоге система призвана отразить в единых понятиях как структурно-вещественные, так и геохронологические признаки объектов.

Рассмотрев частные стороны системы понятий, коснемся общих методологических вопросов, с ней связанных. Отмеченные различия разновозрастных структурных областей выявлены потому, что при изучении докембрия проводился сравнительный анализ объектов, заранее включенных в один класс по некоторым признакам. Например, протоплатформы были выделены как разновидность платформ. Если за их общий (родовой) признак принять двухэтажность строения, то признаками различия (видовыми) будут особенности строения чехла. Поэтому совершенно справедливыми представляются следующие слова Ю. М. Шейнманна (1970, с. 14): «Автор не видит оснований давать этим платформам специальное название («протоплатформы»), так как не существует такого момента, когда исчезают отличия между древнейшими и более поздними платформами. Смена некоторых свойств платформ происходит постепенно, и представляется важным не подчеркивание второстепенных отличий, а объединение этой эволюционирующей категории структур в одном понятии». В еще большей мере это заключение применимо к геосинклиналям и «протогеосинклиналям».

С методологических позиций «своеобразным» (уникальным и т. п.) является любой геологический объект, поскольку он всегда обладает по крайней мере одним признаком, отличающим его от других объектов. Задача типизации заключается в определении общих классификационных признаков. Сравнительный историко-геологический анализ вскрывает особенности структуры разновозрастных этажей только в том случае, когда структура каждого этажа представлена в понятиях (терминах) общей классификации. Укажем, например, что выявленные при составлении Тектонической карты Евразии «качественные различия геосинклинальных систем разного возраста» (Херасков, 1967, с. 356) не привели составителей к необходимости противопоставления этих объектов в классификационном аспекте.

Другой методический недостаток системы заключается в попытке объединения структурно-вещественных и хронологических признаков в одном понятии. Это выражается, в частности, в отождествлении протоплатформ с платформами протогея. Очевидно, что по аналогии протогеосинклинали следует отождествлять с геосинклиналями протогея, хотя прямо об этом не говорится. Однако геосинклинали протогея чрезвычайно разнородны по структурно-вещественным признакам. Например, афёбская Свекофеннская геосинклинальная складчатая область по вещественному составу комплексов и структурным рисункам тяготеет к более древней Алданской, а одновозрастный ей Лабрадорский трог — к эпикратонным геосинклиналям рифея. Что касается протоплатформ, то они могут быть намечены лишь путем палеогеографических реконструкций, так как, за исключением Трансваальского массива, нет ни одной области широкого распространения «платформенного» чехла, соизмеримой с площадями плит неогей. Следовательно, при объединении некоторых объектов в классы протоплатформ и протогеосинклиналей предпочтение отдается возрастному признаку, тогда как структурно-вещественным признакам уделяется второстепенная роль.

Для комплексов, тектонических районов и структурных областей любого возраста предпочтительнее единая система понятий и терминов, основанная на трехмерной классификации по структурно-вещественным и возрастному признакам (например, «геосинклинальная складчатая ветвь верхнего рифея»). Различия в структуре на разных хронологических уровнях в случае применения такой терминологии выявляются в закономерностях размещения объектов, их взаимоотношениях и т.п. В случаях же существенных изменений объекта одного класса структурно-вещественной классификации в зависимости от его возраста возможно подразделение класса на подклассы по дополнительному признаку. Однако при этом надо всегда иметь в виду, что хронологический объем представителей подкласса в принципе не может оставаться постоянным.

О ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОНАХ ДИАСХИЗИСА (ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ)

При изучении щитов древних платформ давно обращено внимание на своеобразные зоны, интерпретация положения которых в общей структуре вызывала затруднения. По вещественному составу и высокой степени метаморфизма стратифицированных комплексов эти зоны близки к смежным древнейшим «ядрам» щитов, но существенно отличаются от них структурным планом, развитием наложенного метаморфизма и широким распространением относительно молодых интрузивных комплексов. Появление радиометрических методов определения возраста выявило молодость последних тектоно-магматических проявлений в этих зонах по сравнению с возрастом складчатого фундамента и даже нижних горизонтов чехла в смежных ядрах. Среди наиболее крупных и известных зон такого типа назовем пояса Становой, Гренвиллский и Мозамбикский.

В современной литературе указанные зоны обозначаются самыми различными терминами. Наиболее часто употребляется термин «пояс (или зона) активизации». Существенно по-разному определяется также место поясов в общей классификации структурных областей. Не вдаваясь в вопросы терминологии, отметим лишь основные подходы к интерпретации тектонической природы зон.

Исследователи, принимающие концепцию тектоно-магматических циклов, рассматривают проявления активизации как один из последовательных и многочисленных глобальных циклов диастрофизма. Такие циклы проявляются, по их мнению, как в геосинклинальных, так и в платформенных областях. Никакой специфики поясов активизации при этом не усматривается, как и специфики процессов, образующих эти пояса. Иногда пояса избираются даже тектонотипами глобального цикла диастрофизма (например, гренвиллского). Среди советских исследователей подобных взглядов наиболее последовательно придерживаются Л. И. Салоп (1973), а также А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1970). Но большинство геологов, признающих глобальную цикличность, отмечают специфические черты указанных поясов и решают вопрос о их природе с позиций стадийности развития земной коры.

Некоторые исследователи отождествляют последнюю складчатость и синхронные ей метаморфизм и гранитоидный вулканизм поясов с «завершающей складчатостью». Многие советские геологи приняли точку зрения А. Холмса о позднедокембрийском возрасте складчатости в Мозамбикском поясе. Так, Н. А. Штрейс (1964, с. 31, 32) пишет: «Геосинклинальная система Мозамбикского пояса замкнулась и утратила соответствующий режим в конце позднего докембрия». Н. А. Божко (1970, с. 16), разделяющий эти взгляды, формулирует их в более

общей форме: «Так называемые зоны активизации являются по существу складчатыми поясами, развивавшимися аналогично интракратонным геосинклинальным позднедокембрийским системам Африки..., возникшим в верхнем протерозое в результате раскалывания древней первичной платформ». Широко распространены представления о раннепротерозойском (или позднеархейском) возрасте складчатости в Становом поясе (Архангельский, 1948; Докембрийская тектоника..., 1964; и др.), о позднерифейском — в провинции Гренвилл (Хаин, 1971; и др.). В такой трактовке формирование поясов связывается с эпигеосинклинальным орогенезом.

Другие исследователи придают особое значение важному и сравнительно недавно выявленному факту большого (а иногда огромного) разрыва между геологическим возрастом комплексов, слагающих пояс, и временем последних тектоно-магматических проявлений. Он, по-видимому, впервые был замечен Е. В. Павловским (1958), затем подтвержден детальными радиометрическими исследованиями и в настоящее время является общепризнанным. На этом основании М. А. Семихатов (1974, с. 260), например, считает, что «события гренвиллского этапа в типичном выражении не являются эпохой складчатости (тем более завершенной) в собственном смысле слова и представляют собою процессы преобразования фундамента древних платформ». Подобные эпохи не предвараются накоплением геосинклинальных комплексов, непосредственно им предшествующих. А. и Ц. Энгель, изучившие группу Гренвилл одноименной провинции, пришли к выводу, что она представляет собой «нормальную морскую серию хорошо рассортированных пород», сформировавшуюся в условиях «стабильного шельфа» (по Павловскому, Маркову, 1963, с. 16). С учетом резко несогласного залегания группы на глубокометаморфизованных толщах Е. В. Павловский отнес ее к чехлу протоплатформы, отметив, что «необычный ход историко-геологических событий затушеввал платформенный характер исходной зоны перикратонных опусканий» (Павловский, Марков, 1963, с. 19). Следовательно, в этой трактовке пояса активизации можно сопоставить с поясами эпиплатформенного (повторного и т. п.) орогенеза.

Таким образом, проблема тектоно-магматической активизации в докембрии не является специфически «докембрийской». На наш взгляд, в обеих изложенных трактовках она представляет собой часть общей проблемы орогенеза и его проявлений в истории Земли. Поэтому ее обсуждение невозможно без привлечения данных по геологии областей фанерозойского орогенеза. С другой стороны, изучение тектоники докембрия позволяет обнаружить некоторые факты, которые не всегда учитываются при том или ином решении общей проблемы.

Следует заметить, что в любой фанерозойской складчатой области встречаются докембрийские отложения, претерпевшие «омоложение» на стадии ее замыкания. На этом основании такие эпохи складчатости, как каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская, отождествляются иногда с эпохами активизации (Хаин, 1969). Мы исключим подобные области из анализа, ограничившись рассмотрением зон омоложения в фундаментах древних платформ.

Как уже упоминалось (с. 52), для докембрийских зон активизации М. А. Семихатов (1974) предложил термин «зоны (пояса) диасхизиса» (от греческого διασχισμός — процесс разрушения, взламывания). Мы будем применять в основном именно этот термин, предпочтя его многим другим синонимам и отложив его обсуждение на заключительную часть раздела.

Основные черты строения и размещение зон диасхизиса. Эти зоны известны на всех древних платформах. На Русской платформе к ним следует отнести Беломорскую и Свеконорвежскую зоны, а также сравнительно недавно выделенную «протерозойскую складчатую область

Белоруссии» (Муратов, 1973а). В пределах Африканской платформы располагаются наиболее крупные Мозамбикский и Ливийско-Нигерийский пояса, зона Кейс, а также упоминавшийся ранее пояс Лимпопо. Сибирская платформа окаймлена на юге протяженным Становым поясом, а Северо-Американская — Гренвиллским. Гренвиллский пояс граничит с зоной «эльсонской складчатости», на большей части своей площади перекрытой фанерозойским чехлом, а также меридиональной зоной Нейн, занимающей восточную часть п-ова Лабрадор. Оба эти участка также относят к поясу диасхизиса. На Австралийской платформе зонами диасхизиса (Дарлинг, Фрейзер-Стерлинг) ограничен блок Йилгарн. В этот же тип зон надо включить краевые части щитов Аранта и Масгрейв-Манн, пограничные с авлакогеном Амадиес. Восточно-Бразильский щит Южной-Американской платформы и практически все побережье Восточно-Антарктической платформы также являются зонами омоложения. В пределах Индостанской платформы ранее отмечался единый Восточно-Гатский пояс активизации (Моралев, Перфильев, 1972), который ныне подразделен на 3 области (Геология и экономика. . ., 1975). Выделена также Раджхастано-Делийская зона. Наконец, к поясам диасхизиса принадлежит область Северо-Западных нагорий Шотландии. Неясен вопрос о размещении поясов диасхизиса на Китайских платформах, хотя сведения о наличии в их фундаменте «омоложенных» пород имеются (Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973).

На рис. 34 показано размещение зон диасхизиса. Как заметил В. Е. Хаин (1969), подавляющее их большинство тяготеет к окраинам «молодых» океанов — Атлантического, Индийского, Арктического. Становой пояс, являющийся внутриконтинентальным, на востоке открывается в Охотское море и расположен близ окраины гипотетического океана Тетис. Ответвлением от геосинклинального пояса Тетис можно считать и меридионально ориентированный Белорусский пояс.

Выделение зон диасхизиса проводится ныне на основании анализа радиометрических датировок. В ходе анализа обычно удается выявить «реликтовые» значения возраста (Салоп, 1973), отвечающие начальным стадиям метаморфизма пород, и «омоложенные», существенно оторванные от реликтовых и датирующие эпохи наложенных процессов.

К датированию эпох диасхизиса и определению их продолжительности нет единого подхода. Метаморфические толщи в рассматриваемых зонах обнаруживают сильный разброс цифр, которые в принципе могут принимать любые значения между реликтивными и датирующими пик омоложения из-за неполного удаления продуктов радиоактивного распада при метаморфизме. По этой причине при датировании эпох диасхизиса предпочтению отдается обычно цифрам, полученным при анализах пород «молодых» гранитных массивов. Применяются статистические методы анализа цифр, позволяющие датировать эпоху сравнительно узким интервалом времени (Стоквелл, 1966; Мануйлова и др., 1968; и др.). Однако существует ряд фактов, говорящих о многоактном омоложении одного и того же пояса. Например, в породах групп Аравалли и Дели в Раджхастано-Делийском поясе, прорываемых гранитами с возрастом 1650 млн. лет, по разным генерациям гранитов, пегматитов и карбонатитов получены цифры 1300, 1200, 1100, 1000, 959, 940, 860 и 579 млн. лет (Геология и экономика. . ., 1975). Избирать в этой широкой гамме цифры, отвечающие «планетарным эпохам омоложения», не представляется целесообразным. Разные радиометрические значения получены для минеральных ассоциаций различных фаций метаморфизма в центральной Австралии (Woodford e. a., 1975) — от 1700 до 325 млн. лет, но группировки цифр дискретны.

Датирование эпох диасхизиса и их стадий осложняется многими специфическими явлениями. Различные радиометрические методы обычно показывают разные значения возраста для омоложенных пород. Иногда то же отмечается для данных одного метода

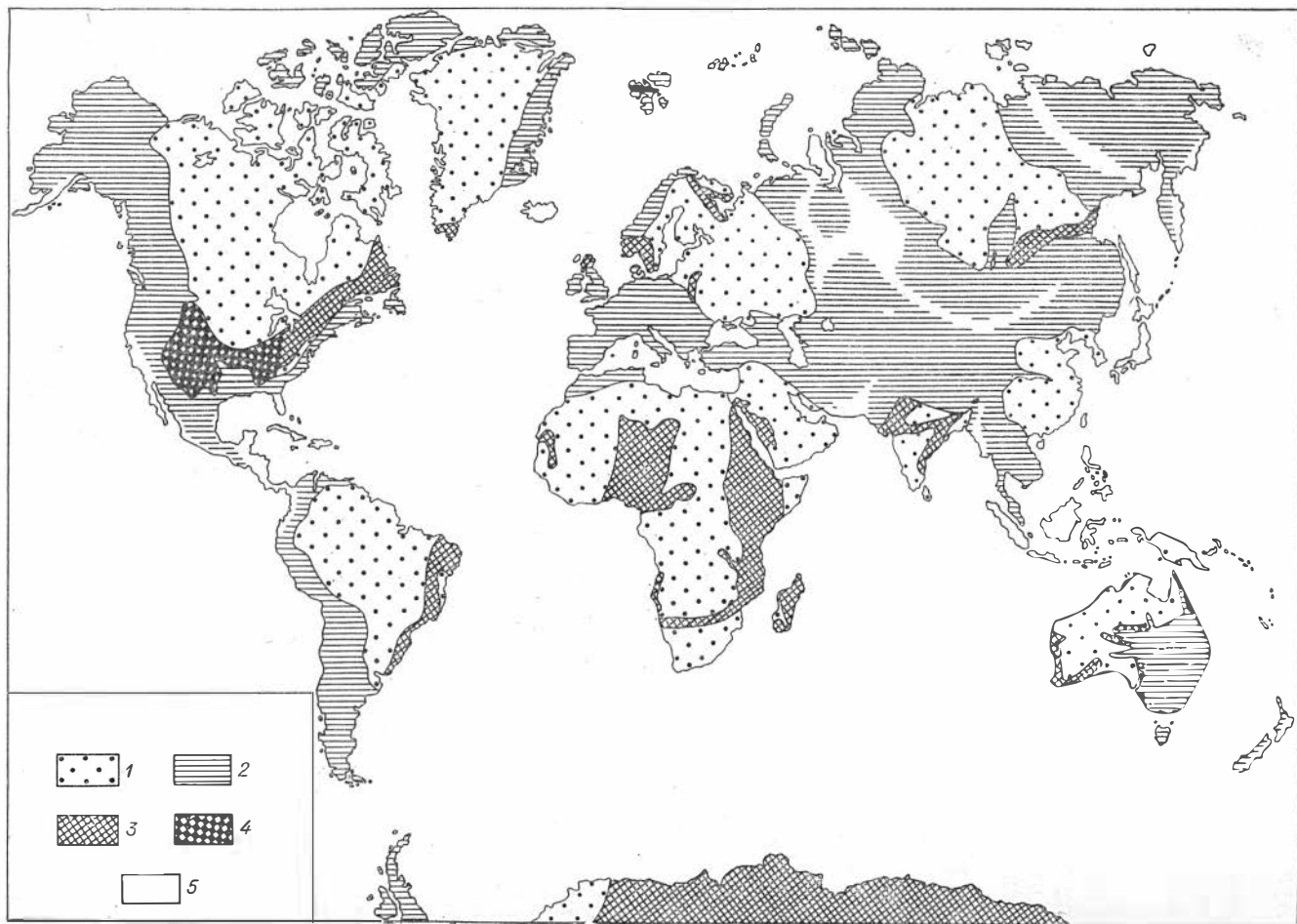


Рис. 34. Схема размещения зон диасхизиса в структуре докембрия континентов.

1 — платформенные области; 2 — геосинклинальные складчатые пояса; 3 — зоны диасхизиса; 4 — зоны «эльсонской активизации»; 5 — области вероятного отсутствия или глубокой переработки докембрийских комплексов.

Например, К-Аг метод почти всегда показывает большее омоложение биотита, чем мусковита и амфиболов в одних и тех же образцах. Вблизи интрузивных массивов и в зонах глубоких разломов наложенные процессы проявляются с большей интенсивностью, чем вдали от них (Герлинг и др., 1961; Hanson, Gast, 1967; и др.).

Указанные радиометрические явления затрудняют и оконтуривание зон диасхизиса. Вследствие проявлений криптометаморфизма (Салоп, 1963) омоложенными часто называются породы, повторные изменения которых не улавливаются ни макро-, ни микроскопически. Наложенная складчатость и насыщенность «молодыми» интрузивными массивами к окраине пояса постепенно ослабевают. В некоторых случаях границы поясов совмещают с крупными разломами (Гренвиллский фронт, Становой глубинный разлом), но и такое совпадение относительно, так как омоложенные породы часто располагаются по обе стороны разломов. Поэтому переходы от поясов диасхизиса к смежным зонам обычно постепенные.

Большинство зон диасхизиса имеет удлиненную в плане (линейную, реже криволинейную) форму. Соотношение длины и ширины изменчиво, колеблется от 10 : 1 до 3 : 1. Длина поясов в некоторых случаях превышает 6 тыс. км (Мозамбикский пояс), но чаще измеряется сотнями километров. Однако форма и размеры зон диасхизиса не всегда могут быть установлены с необходимой точностью, в особенности если они граничат с плитами. У. Кеннеди, например, выделил так называемый панафриканский тектонический эпизод на рубеже докембрия и кембрия, в ходе которого омоложению подвергся практически весь фундамент Африканской платформы. Действительно, следы этого «эпизода» обнаруживаются по результатам радиометрических измерений в многочисленных выходах фундамента в самых различных участках континента, и лишь отдельные массивы «избежали» полного омоложения.

Почти вся площадь поясов диасхизиса сложена глубокометаморфизованными, часто гранитизированными геосинклинальными комплексами. Эти комплексы по составу очень сходны с комплексами смежных с поясами блоков фундамента. Так, курультино-гонамский комплекс выделяется не только в Становом поясе, но и за его пределами, а также параллелизуется с сутамской и иенгрской сериями Алданского щита. Беломорская серия обычно сопоставляется с кольской. К. Стоквелл (Stockwell, 1963; и др.) проводит прямые аналогии между древнейшими гранитогнейсо-гранулитовыми комплексами блока Унгава и пояса Гренвилл. Сопоставления оказываются возможными и в тех случаях, когда толщи, слагающие пояса диасхизиса и смежные блоки, метаморфизованы в различной степени. Например, гнейсы Лимпопо коррелируются с зеленокаменными толщами основания Трансваальского и Родезийского массивов.

Нижний структурный этаж поясов диасхизиса сложен породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций. Однако такой характер породы сохранили лишь в пределах блоков и пластин, разделенных полосами и участками распространения пород, испытавших диафторез вплоть до зеленосланцевой фации. Особенно интересно проявился диафторез в зонах разрывных смещений. Поэтому датировки пород разных фаций метаморфизма в пределах пояса оказываются весьма различными. При оценке возраста диасхизиса по этим породам наибольшее значение имеют цифры, полученные при анализе тектонитов, бластомилонитов и т. п. К-Аг методом.

Крайне интересный факт приуроченности к поясам диасхизиса пород гранулитовой фации метаморфизма трактуется неоднозначно. Л. И. Салоп (1973) полагает, что пироксеновые гранулиты свойственны исключительно древнейшим архейским образованиям (древнее 3500 млн. лет). Поэтому все выходы подобных пород он интерпретирует как выступы древнейшего основания. Близких взглядов придерживаются С. В. Обручев, А. М. Смирнов, В. И. Шульдинер, Ф. П. Митрофанов, Л. М. Парфенов и др. Другие геологи считают, что «степень метаморфизма далеко не всегда служит показателем их древности» (Тектоника Евразии, 1966, с. 14), и не ограничивают проявления метаморфизма в гранулитовой фации определенным возрастным рубежом. В пользу этой последней точки зрения обычно приводятся относитель-

но «молодые» радиометрические датировки гранулитов (иногда под-вергшихся омоложению). В такой трактовке наличие пород гранулитовой фации в пределах поясов диасхизиса можно связать с проявлениями наложенного метаморфизма.

Дать однозначный ответ на поднятый вопрос в настоящее время не представляется возможным. Однако следует обратить внимание на некоторые важные факты. В северной части пояса Гренвилл, где паропороды метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, располагается продолжение Лабрадорской складчатой ветви афебского возраста. Следовательно, проявления метаморфизма здесь не могут быть древнее 2000 млн. лет. Аналогичный вывод можно сделать в отношении пироксеновых гранулитов пояса Лимпопо, прорванных апофизами Великой дайки Родезии с возрастом 2550 млн. лет. На щите Иилгарн Западной Австралии тела гранулитов приурочены исключительно к поясам диасхизиса и имеют возраст 1400—1100 млн. лет, тогда как в смежных блоках развиты зеленокаменные толщи киватиния. Видимо, прав В. В. Хлестов (1970), считающий, что «гранулитовая фация не является специфической нижнеархейской» и «соответствующие РТ-условия метаморфизма достигались и в более позднее время» (с. 85), но и отмечающий одновременно, что фация «практически нигде не проявляется среди выходов... молодых комплексов» (с. 81). К вопросу о возможной причинной связи пород гранулитовой фации с зонами диасхизиса мы вернемся позже.

Время накопления (геологический возраст) описанных комплексов основания поясов от наиболее интенсивных проявлений диасхизиса оторвано обычно весьма существенно. Перерыв часто оценивается интервалами до 1000 млн. лет (Гренвиллский, Мозамбикский пояса), но в случаях проявления повторного фанерозойского омоложения может значительно превышать эту величину. Например, алданские породы Станового пояса подверглись диасхизису не только в афебии (1800—1900 млн. лет назад), но и много позже, вплоть до мезозоя (200 млн. лет назад).

Лишь в редких случаях и на ограниченных по площади участках распространены толщи, по возрасту «приближенные» к эпохе омоложения, хотя и в этих случаях перерыв достигает сотен миллионов лет. Такие толщи метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций или же вообще не метаморфизованы. Они образуют второй структурный ярус поясов. Это сланцево-кварцитовые толщи Центральной Аризоны, прорванные кварцевыми монцититами Руин, и близкий по составу Дальсландский комплекс Балтийского щита, интродуцированный гранитами Бохус. В состав толщ входят также эффузивные породы пестрого состава, конгломераты, реже граувакки, на основании чего они часто рассматриваются в качестве моласс (Муратов, 1973а). Б. М. Келлер (1973в) отмечает, что преобладающую роль в сложении таких комплексов играют породы фалаховой формации. Представляется, что по составу и строению они более всего напоминают миогеосинклинальные комплексы типа ятулия.

Е. В. Павловский (1967; Павловский, Марков, 1963), как уже отмечалось, считает, что в поясе Гренвилл второй структурный этаж представлен образованиями протоплатформенного чехла. Группа Гренвилл, метаморфизованная в условиях амфиболитовой фации, имеет мощность 12—15 тыс. м, содержит в себе пакет амфиболитов (600 м) и характеризуется циклическим строением. Более вероятной представляется ее принадлежность к подклассу миогеосинклинальных комплексов. По возрасту группа относится скорее всего к киватинию (Салоп, 1974) или афебию (Келлер, 1973в), в пределах которых мощных платформенных комплексов не обнаруживается. Не исключено, правда, что в состав группы иногда включаются и среднерифейские образования (Семихатов, 1974). Достоверных случаев наложения диасхизиса на типичный платформенный докембрийский чехол не установлено.

Широко распространены в пределах поясов молодые интрузивные образования, по возрасту которых и датируется эпоха диасхизиса. В Становом поясе это биотит-роговообманковые порфиривидные гранитоиды и пластовые аплиты с возрастом около 1900 млн. лет, а так-

же, возможно, лейкократовые биотитовые граниты, в Беломорском — плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты, чарнокиты и щелочные граниты. В Сатпурском поясе и поясах щита Йилгарн преобладают адаметлиты. Гранитоиды обычно сопровождаются пегматитами с редкометалльной минерализацией.

Очень характерны для поясов диасхизиса интрузивные массивы габбро-анортозитов. К их числу относятся наиболее крупные пластовые массивы Станового пояса — Джугджурский и Каларский, многочисленные тела в пределах Гренвиллского пояса (рис. 35), включая знаменитую интрузию Адирондак, ряд тел в Беломорском поясе, комплекс Джайлс центральной Австралии. Н. Херц (Herz, 1969) относит все эти образования к анортозитам адирондакского (массивного) типа, противопоставляя их анортозитам бушвельдского типа, входящим составным элементом в расслоенные дифференцированные интрузии. Связь распространения тел анортозитовой формации с зонами диасхизиса отмечена Е. В. Павловским (1967), а затем В. Е. Хаиным (1969).

Действительно, анортозиты адирондакского типа настолько характерны для поясов диасхизиса, что могут служить для них диагностическим признаком. В частности, не исключено, что анортозиты Коростенского и Ново-Миргородского плутонов Украинского щита, ассоциирующиеся с гранитами-рапакиви и традиционно считающиеся «посторогенными» (Бухарев и др., 1973), также могут быть связаны с зонами омоложения. В целом области их распространения образуют меридиональные полосы, параллельные расположенному западнее Белорусскому поясу диасхизиса.

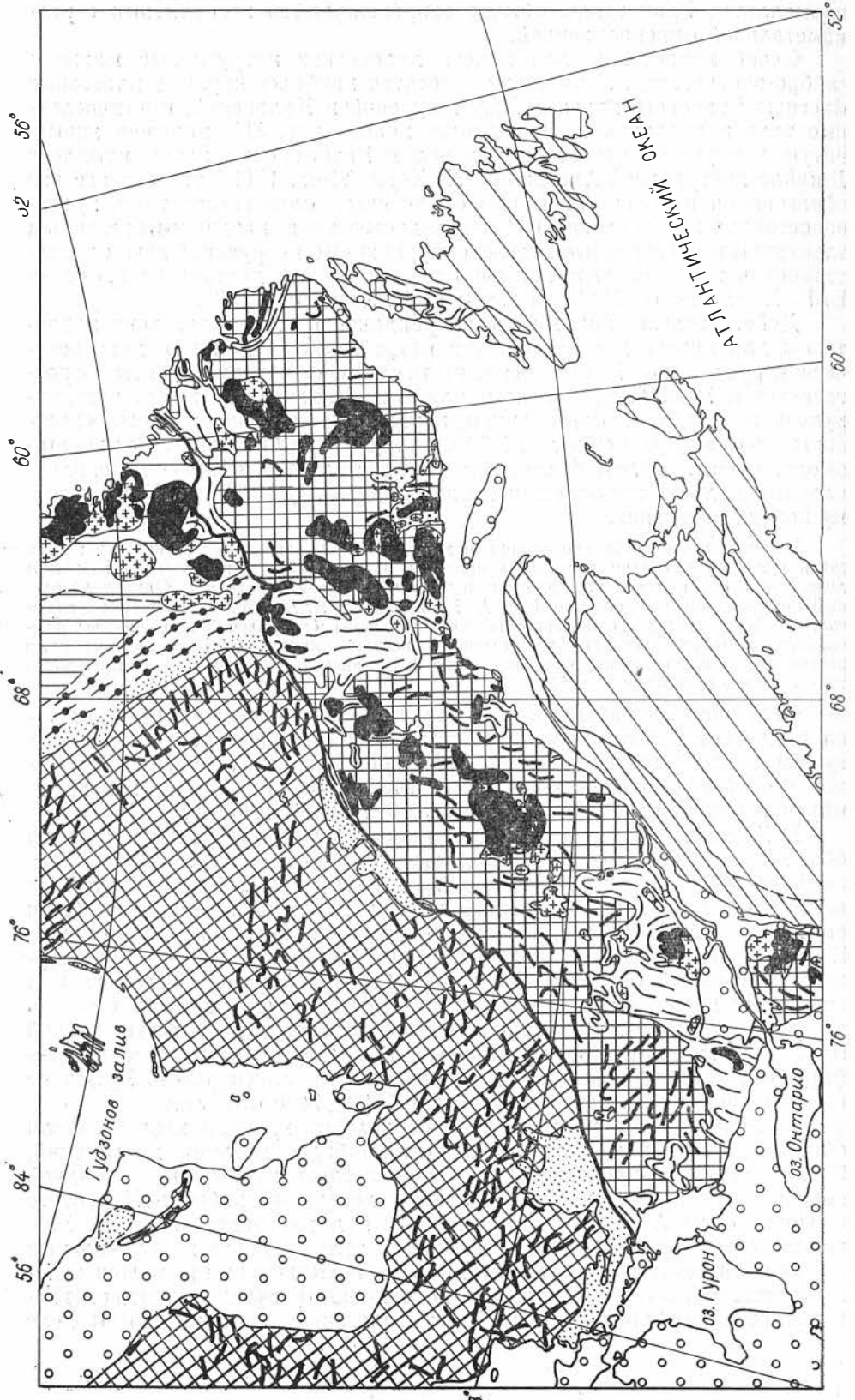
Некоторые исследователи (Бородин и др., 1970) полагают, что такая же тесная связь существует между зонами активизации и массивами карбонатитов. В самом деле, эти массивы часто расположены в пределах поясов диасхизиса. Однако детальный анализ вопроса, проведенный А. А. Ельяновым и В. М. Моралевым (1974), показал, что более общей закономерностью является связь «проявлений щелочно-ультраосновного, щелочно-базитового и щелочного негранитоидного магматизма с зонами растяжения, возникавшими в земной коре в различные эпохи и имевшими разное тектоническое выражение» (с. 58).

Складчатая и разрывная структура поясов диасхизиса очень сложна и изучена в целом явно недостаточно. Наиболее детальные структурные исследования проведены в Северо-Западных нагорьях Шотландии (их обзор приведен в работе Л. М. Парфенова, 1973 а) и в Беломорском поясе (Эз, 1968; Кузнецов, 1969; Куклей, 1968; и др.).

В Шотландии в качестве зоны диасхизиса может рассматриваться область распространения Льюисского комплекса, структура которого очень сложна. Его породы, накопившиеся к рубежу 2600—2300 млн. лет или ранее, претерпели метаморфизм в гранулитовой фации и были смяты в сложную систему опрокинутых изоклиналиных складок. На некоторых участках в интервале 2300—2200 млн. лет они претерпели регрессивный метаморфизм в амфиболитовой фации, вслед за чем произошло внедрение даек Скаури выдержанного северо-западного простирания, под большим углом секущих полосчатость гнейсов первой генерации. Третья генерация деформаций представлена крупными антиформами, разделенными узкими щелевидными синформами. Время ее образования определяется в интервале 1800—1400 млн. лет.

В Беломорском поясе в течение долгого времени исследователи обращали внимание лишь на форму наиболее поздних дислокаций. Отсюда возникли представления о сравнительно простой куполовидной складчатости комплекса. В результате детальных работ в Институте физики Земли АН СССР, проведенных под руководством В. В. Эза, выяснено широкое развитие в гнейсовых толщах пояса изоклиналиных лежащих складок разной амплитуды. «Пронизывающая эти толщи сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок, создает впечатление однообразного спокойного залегания, хотя на самом деле

- | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |



такое кажущееся «спокойное» залегание часто является следствием более интенсивных деформаций, чем сложные, запутанные, но легко различимые складки» (Эз, 1968, с. 75). Наложенная складчатость вызывает изгибы осевых поверхностей изоклиальных складок и параллельных им сланцеватости и метаморфической полосчатости. Именно эта складчатость сравнительно легко обнаруживается и описывается, тогда как ранние генерации выявляются лишь в процессе специальных исследований. Соотношения изоклиальных лежащих и наложенных складок показаны на рис. 36.

В поясах диасхизиса наложенная складчатость, как правило, характеризуется относительной простотой и меньшей интенсивностью в сравнении с более ранними генерациями дислокаций. Рассмотрим строение Гренвиллского пояса диасхизиса. Этот пояс вытянут в целом в восток-северо-восточном направлении, как и ограничивающий его на севере Гренвиллский фронт (см. рис. 35). В зоне, примаыкающей к фронту, аналогичные простирания имеют и складки. Однако структура пояса крайне неоднородна. На южном продолжении Лабрадорского трога афебские толщи смяты преимущественно в субмеридиональные складки. В области развития типичной группы Гренвилл широко распространены субширотные простирания, близкие к простираниям киватинских толщ провинции Сьюпириор (это, кстати, может служить подтверждением киватинского возраста группы, предполагаемого Л. И. Салопом, 1974). Таким образом, наложенная складчатость в пределах пояса не «маскирует» полностью древнюю структуру разновозрастных комплексов (рис. 37).

Большей интенсивностью отличается наложенная складчатость в Мозамбикском и Становом поясах. Мозамбикский пояс имеет субмеридиональное простирание. Из обзора Тектонической карты Африки (Carte tectonique..., 1968) следует, что подобные простирания характерны для всей территории пояса. Лишь на отдельных участках выявляется «просвечивание» субширотных направлений, присущих более

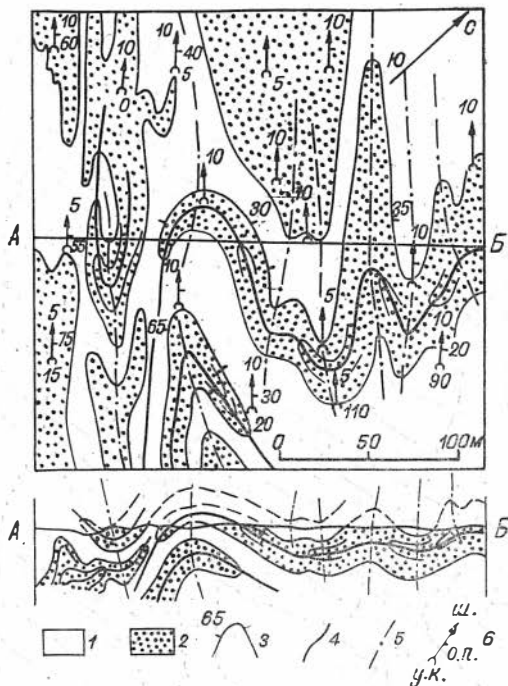


Рис. 36. Стиль складчатой структуры беломорского комплекса (по Б. И. Кузнецову, 1969).

1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — граничные поверхности (с указанием направления и угла падения); 4 — осевые поверхности изоклиальных складок; 5 — осевые поверхности наложенных открытых складок; 6 — направления и углы погружения; ш. — шарниров складок, о. п. — осевых поверхностей, у. к. — углы расхождения крыльев.

Рис. 35. Схема строения юго-восточной части Канадского щита (по Geological map of Canada, 1969; Tectonic map of Canada, 1969; и др.).

1, 2 — платформенный чехол: 1 — фанерозоя, 2 — верхнего рифея; 3, 4 — области фанерозойских складчатостей; 3 — таконской, 4 — акадской; 5—13 — Канадский щит: 5—7 — провинция Гренвилл; 5 — умеренно дислоцированные толщи неохеликия — верхнего рифея (?), 6 — складчатые комплексы афебия (киватиния?), 7 — древнее кристаллическое основание; 8, 9 — провинция Нейн: 8 — складчатые комплексы афебия, 9 — комплекс гнейсогранитов; 10, 11 — провинция Лабрадор: 10 — складчатые комплексы афебия, 11 — комплекс гнейсогранитов; 12, 13 — провинция Сьюпириор: 12 — нескладчатые комплексы афебия, 13 — доафебский складчатый комплекс; 14 — структурные направления в доафебском комплексе; 15, 16 — интрузивные массивы: 15 — анортозитов, 16 — гранитов; 17 — Гренвиллский фронт.

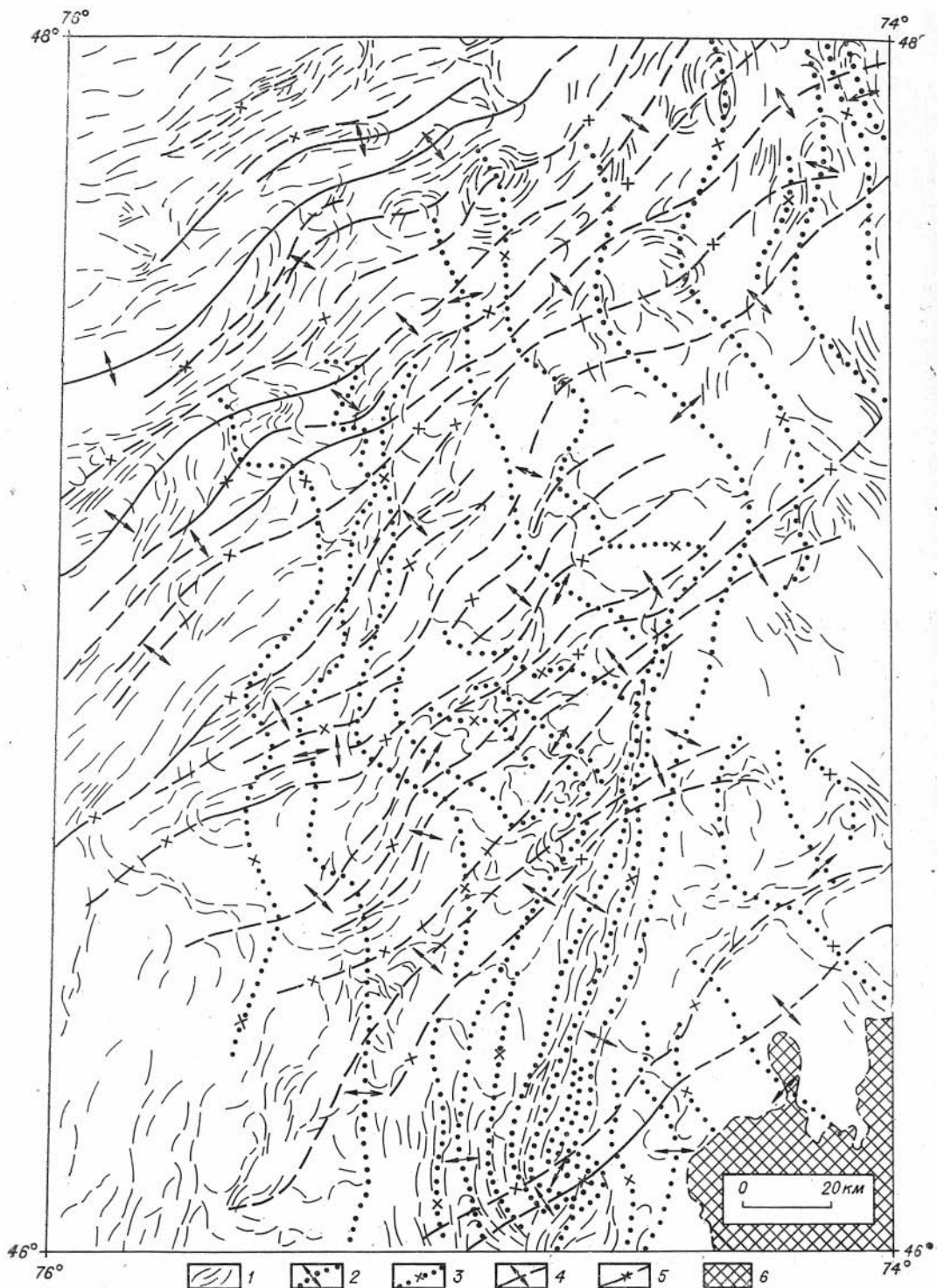


Рис. 37. Соотношение структурных планов гудзонского и гренивского этапов в провинции Гренилл (по Wynne-Edwards, 1969).

1 — сланцеватость, полосчатость, простираия пластов; 2, 3 — шарниры гудзонских складок (2 — антиформ, 3 — синформ); 4, 5 — шарниры гренивских складок (4 — антиформ, 5 — синформ); 6 — анортозиты.

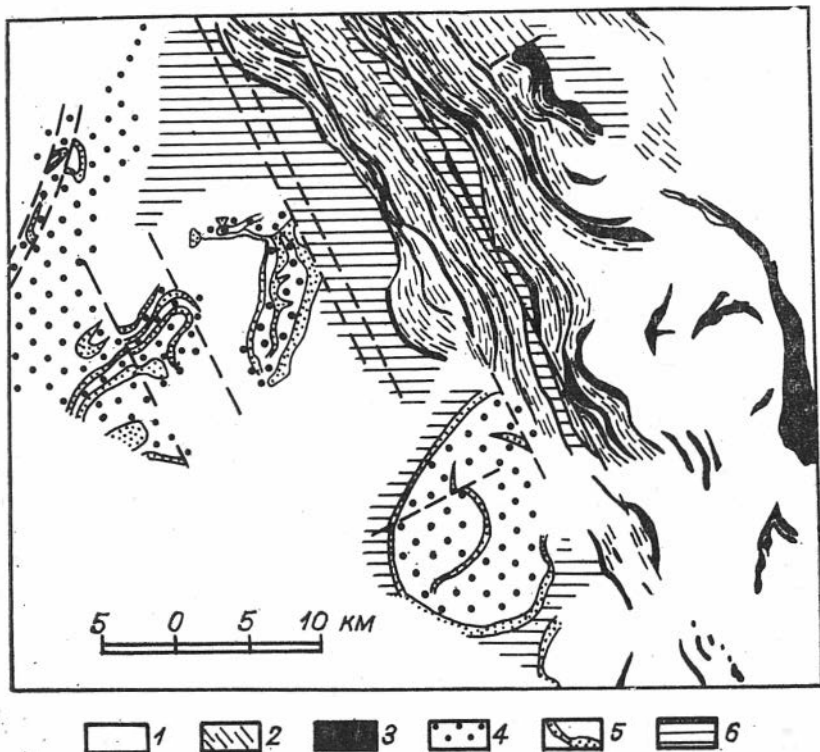


Рис. 38. Домозамбикская и мозамбикская структуры области Наманга (по геологической карте Африки по Askergman, 1962).

1 — молодой платформенный чехол; 2, 3 — мозамбикские складчатые комплексы; 2 — мигматиты, метакварциты и полосчатые гнейсы, 3 — мраморы; 4—6 — домозамбикские складчатые комплексы: 4 — полосчатые и биотитовые гнейсы, 5 — роговообманковые сланцы и гнейсы, роговообманково-биотитовые гнейсы, 6 — полосчатые гнейсы и мигматиты.

древним структурным планам (Askergman, 1962). Такие участки расположены преимущественно близ западной окраины пояса. Но и здесь наложенная складчатость иногда полностью изменяет домозамбикскую структуру (рис. 38). Близкая картина характерна и для Станового пояса, где реликты древнего структурного плана сохранились лишь в отдельных блоках, а общий план определяется простираниями наложенных линейных складок субширотного и восток-северо-восточного направлений.

Разрывная структура поясов также весьма сложна. Собственно эпохам диасхизиса, видимо, отвечают преимущественно крутопадающие разломы разной глубины, согласующиеся по простиранию с открытыми наложенными складками. Не исключено, однако, что наряду с ними развиты и надвиги, так как они весьма характерны для окраинных частей Беломорского, Гренвиллского и других поясов. В поясе Лимпопо обнаружен останец шарьяжа.

Из приведенного описания видно, что зоны диасхизиса представляют собой весьма сложные образования. Поскольку на всей их площади обнажены кристаллические толщи, зоны должны быть отнесены к щитам древних платформ. В то же время в пределах щитов они существенно отличаются от смежных участков широким развитием поздних интрузий, наложенной складчатости и иногда метаморфизма особого типа. Радиометрические данные указывают на длительность и многоактность проявлений диасхизиса.

Чрезвычайно интересной представляется характерная для большинства зон диасхизиса тесная ассоциация пород гранулитовой фации

метаморфизма, анортозитов и сравнительно молодых гранитов. Очевидно, что эта парагенетическая связь должна иметь генетическую причину. Не рассматривая этого вопроса подробно, выскажем лишь некоторые предположения о механизме формирования ассоциации.

Среди ученых-петрологов сейчас все более распространяется мнение, что «сухие» породы гранулитовой фации образуются в результате многократного метаморфизма. Необходимые условия их формирования — высокая температура и средние и высокие давления. Высокая температура в докембрийских зонах диасхизиса могла продуцироваться как повышенным геотермическим градиентом в докембрии, так и высокой степенью раздробленности и проницаемости поясов. Последняя причина представляется весьма важной, так как объясняет структурно-фациальную зональность на стадии диасхизиса. Нагруженные давления вряд ли могут быть объяснены исключительно нагрузкой вышележащих толщ, они скорее должны связываться с дополнительным тангенциальным сжатием.

У. Файф (Fife, 1970) рассматривает гранулиты как остаток континентальной коры, из которой выделились граниты. Следствием этого процесса является относительная базификация нижних горизонтов коры, их уплотнение из-за миграции в верхние горизонты летучих элементов. Если принять эту модель, то связь членов ассоциации становится ясной. В условиях гранулитовой фации происходит химическая и гравитационная дифференциация коры. Обогащение верхних горизонтов коры летучими элементами приводит к достижению эвтектической точки, частичному плавлению и расслоению (анортозиты, граниты). При сохранении баланса вещества уплотнение нижних горизонтов коры может привести к проседанию участка. В такой трактовке допускаются вариации возраста пород гранулитовой фации, которые уже не связываются жестко с алданским этажом.

Структурное положение и развитие зон диасхизиса. При анализе суммарной структуры докембрия и размещения в ней зон диасхизиса закономерности их расположения выступают лишь в самой общей форме. Наиболее примечательная черта зон — их наложенный характер. Они накладываются на алданский цоколь, киватинские зеленокаменные пояса, щитовые массивы и складчатые ветви афебия, а также частично, видимо, на интракратонные складчатые пояса рифея. Однако такой вывод ничего не говорит о природе зон, о их роли в структуре докембрия, о их положении в системе и латеральных рядах тектонических районов.

Для ответа на эти вопросы необходимо привлечь данные палеотектонического анализа, рассмотрев латеральные ряды тектонических районов или историко-геологических зон на хронологических уровнях, отвечающих эпохам диасхизиса. Такой анализ особенно важен из-за неясности вопроса о наличии в пределах рассматриваемых зон толщ, синхронных эпохам диасхизиса. Именно в палеотектоническом аспекте является общность структурного положения зон диасхизиса.

Одним на наиболее показательных примеров является ансамбль докембрийских структур центральной Австралии. Здесь располагаются два щита — Аранта и Масгрейв-Манн, разделенные авлакогеном

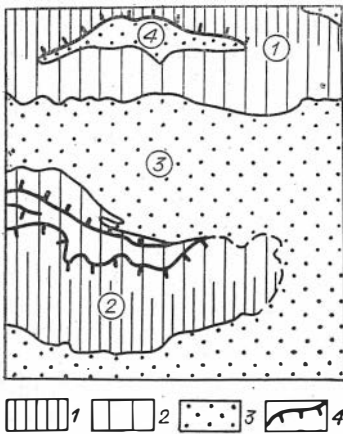


Рис. 39. Схема тектоники центральной Австралии (по Tectonic map..., 1971).

Структурно-вещественные комплексы: 1, 2 — дорифейские (1 — в щитах, 2 — в зонах диасхизиса); 3 — рифейские и фанерозойские; 4 — крупные надвиги. Цифрами в кружках обозначены: 1 — щит Аранта, 2 — щит Масгрейв-Манн, 3 — авлакоген Амадиес, 4 — грабен Нелия.

Амадиес (рис. 39). Участки щитов, прилежащие к авлакогену, представляют собой зоны диасхизиса. Кристаллические комплексы щитов смяты в сложные системы складок с преобладанием субмеридиональных простираний. По максимумам в аномальном магнитном поле эти простирания прослеживаются и под авлакогеном. Авлакоген выполнен верхнедокембрийским — нижнепалеозойским миогеосинклинальным комплексом, собранным в субширотные складки. Такое же простирание имеют наложенные складки в пределах зон диасхизиса. По данным радиометрического измерения возраста кристаллических пород здесь были выделены «пояса повторных метаморфизмов 1100—400 млн. лет» (Вильсон и др., 1963).

В последнее время получены новые, весьма интересные радиометрические данные (Woodford *et al.*, 1975). Специально исследовался возраст различных минеральных ассоциаций, отвечающих фациям метаморфизма. Выяснено, что породы гранулитовой фации сформировались в течение двух эпох — 1710 и 1470 млн. лет, — которым отвечают несколько разные парагенезы. С эпохой 1050—700 млн. лет связывают общее прогревание кристаллических пород, а интервал 353—326 млн. лет относят к проявлениям складчатости Алис-Спрингс.

Кристаллические породы щитов по возрасту относятся главным образом к алданию, хотя некоторые исследователи рассматривают их как афебские на основании присутствия джеспилитов. Даже в случае трактовки эпохи 1710 млн. лет как завершающей складчатости фундамента (чему есть немало возражений), эпоху 1470 млн. лет следует считать проявлением диасхизиса. Последующие преобразования фундамента связаны с внедрением габбро-анортозитового комплекса Джайлс и формированием комагматичных ему вулканитов Толлу (базальты и риолиты), излияниями базальтов Маунт-Харрис и формированием гранитных батолитов и штоков Калгера. Эти события, последовательность которых отвечает примерно порядку их наименования, охватывают интервал 1200—1060 млн. лет (Compston, Aggriens, 1968) и непосредственно предшествуют заложению миогеосинклинали Амадиес. Нижние горизонты этой миогеосинклинали имеют возраст около 1100 млн. лет и представлены фалаховой (кварциты Дин и Хевитри) и карбостромовой (формации Биттер-Спрингс и слои Пайннина) толщами. Выше с размывом залегает спарагмитовая толща (слои Ининдиа и формация Арейонга), надежно датированная цифрами около 750 млн. лет. Вероятно, накопление нижних горизонтов миогеосинклинального комплекса отвечает интервалу времени общего прогревания пород фундамента, установленного по радиометрическим данным.

На ледниковой молассе залегает преимущественно терригенная, нередко флишoidная мощная толща, которая может рассматриваться в качестве шлировой формации. Она охватывает верхи рифея и низы кембрия. В кембрии осадочный комплекс совместно с кристаллическим фундаментом был смят в серию очень сложных складок субширотного простирания, сопровождаемых шарьяжами (рис. 40). Эта складчатость, получившая название Петерманн-Рейндж, не находит выражения в радиометрических цифрах возраста, которые хорошо отражают среднепалеозойскую складчатость Алис-Спрингс. Однако надо учесть, что северная часть щита Масгрейв-Манн, где в основном и проявилась складчатость Петерманн-Рейндж, радиометрическими методами изучена хуже, чем окраина щита Аранта, в большей степени подвергшаяся складчатости Алис-Спрингс.

Изложенный материал позволяет восстановить в общих чертах историю развития зон диасхизиса, граничащих с авлакогеном Амадиес. В интервале 1710—1470 млн. лет назад они, очевидно, вместе с участком, занятым ныне авлакогеном, и прилежащими частями глыб входили в состав единой складчатой области, где в условиях повышенного теплового потока и сильного (вероятно, латерального) сжатия форми-

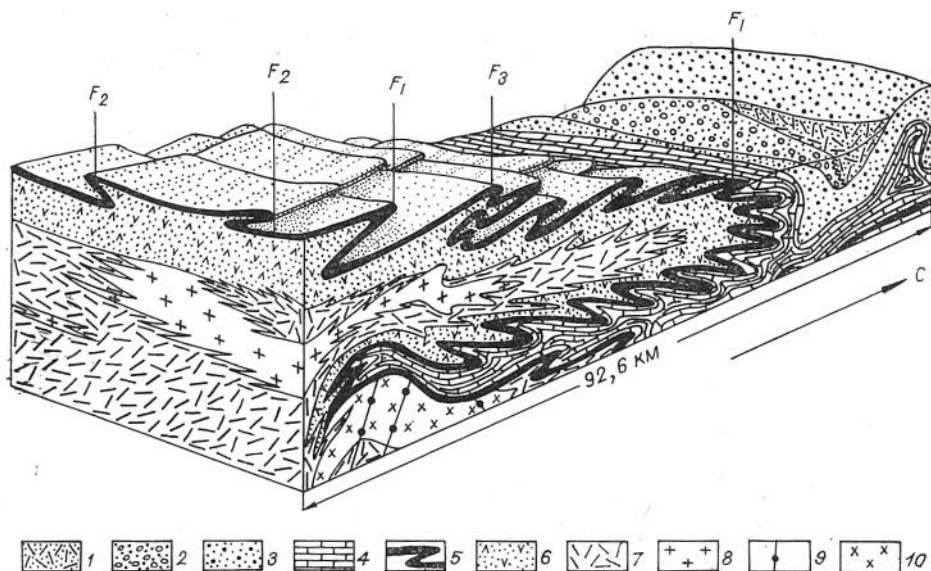


Рис. 40. Стиль складчатости докембрийских и нижнепалеозойских образований в шарьяже хр. Петерманн авлакогена Амадиес, центральная Австралия (по Geology of the Amadeus..., 1970).

1 — аркозы Айерс-Рок; 2 — конгломераты Маунт-Керри; 3 — слои Ининдия и Уиннолл; 4 — слои Пайиньина и формация Биттер-Спрингс; 5 — кварциты Дин; 6 — слои Блудз-Рейндж и базальты Маунт-Харрис; 7 — гнейсы Олиа; 8 — граниты; 9 — метаморфизованные мафические дайки; 10 — граниты Поттою.

ровались парагенезы гранулитовых фаций. В интервале 1200—1060 млн. лет сжатие сменяется растяжением и происходит дифференциация территории. Именно в это время намечаются границы зон диасхизиса с прилежащими участками глыб. Видимо, эти границы имели характер флексур, вдоль которых внедрялись расслоенные интрузии анортозитовой формации. Сейчас они выражены крутопадающими разломами (Манн, Хинкли). В наибольшей степени растяжение проявилось в области, занятой авлакогеном Амадиес, тогда как в зонах диасхизиса локальное сжатие привело к формированию гранитоидов Калгера. В интервале 1050—750 млн. лет зоны диасхизиса совместно с областью современного авлакогена входили, по-видимому, в состав миогеосинклинали, образуя ее фундамент. Цифра 750 млн. лет примерно датирует момент «всплывания» кристаллических пород этих зон выше кристаллической геоизотермы (Салоп, 1963). Последующие события на территории зон связаны с размывом миогеосинклинального комплекса и складчатостями Петерманн-Рейндж и Алис-Спрингс.

История развития зон очень сложна и многоактна, причем структурное положение их, а следовательно, и принадлежность к тем или иным историко-геологическим единицам во времени существенно изменялись. Не ставя сейчас себе задачей закрепить терминологически и номенклатурно различные состояния этих зон на разных этапах истории, обратим внимание на тесную связь их в латеральном ряду с миогеосинклинальным прогибом и определенную зависимость их развития от развития прогиба. Рассмотренный пример интересен тем, что в современной структуре области наблюдается известная симметрия: авлакоген окаймлен с двух сторон зонами диасхизиса, сменяющимися по латерали неомоложенными участками щитов.

Отчетливо симметричен также пояс Лимпопо (Mason, 1973; и др.). Омоложенные и сложенные породами гранулитовой фации метаморфизма части Родезийского и Трансваальского массивов образуют соответственно северную и южную краевые зоны пояса. Между ними рас-

положена узкая центральная зона (рис. 41). Формация Мессина, широко развитая в пределах этой зоны, сложена пелитовыми, псаммитовыми и карбонатными породами, отложившимися в мелководном трого и метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Гранулитовый комплекс коррелирует с осадочно-вулканогенными толщами зеленокаменных поясов прилежащих к поясу массивов, тогда как наиболее вероятным аналогом формации Мессина является формация Понгола, образующая нижний горизонт чехла в Свазиленде. В центральной зоне отмечены гранитогнейсовые купола.

Последовательность событий в поясе Лимпопо достоверно не установлена, так как Rb-Sr датировки пород отражают общее омоложение на рубеже около 2000 млн. лет назад. Тем не менее достаточно правдоподобными выглядят предположения о том, что гранулитовый метаморфизм наложен на ранее сформированные зеленокаменные пояса. Внедрение анортозитовых тел считают примерно синхронным накоплению формации Мессина, а датировки 2300—2000 млн. лет связывают с реактивацией и образованием гранитов и мигматитов, следующими за окончанием седиментации в центральной части трого.

Структурная симметрия, подобная отмеченной, может быть восстановлена для верхнедокембрийского Грампианского геосинклинального пояса, располагавшегося между Канадско-Гренландской и Балтийской глыбами. Окраинные части глыб представляли собой в позднем рифее зоны диасхизиса. На Балтийской глыбе это Свеконорвежская зона, на Канадско-Гренландской — провинция Гренвилл, южная оконечность Гренландии (возможно, имевшая продолжение вдоль западного борта Восточно-Гренландской геосинклинали) и гипотетическая платформа Эриа (Северо-Западные нагорья Шотландии). Грампианский геосинклинальный пояс расположен между этими зонами, отделяясь от них, как правило, системами чешуйчатых надвигов.

А. В. Пейве (1974) показал, что внутренняя (эвгеосинклинальная) зона Аппалачской геосинклинали, являющейся западным звеном Грампианского пояса, не имеет гранитизированного основания и заложилась непосредственно на океанической коре. Внешние (миогеосинклинальные) ее зоны наложены на гнейсовый фундамент (Балтиморские гнейсы и т. п.). Этот вывод можно распространить и на восточное звено пояса (каледониды Великобритании, Скандинавии), хотя в отдельных пересечениях латеральные ряды структур здесь сильно замаскированы шарьяжными явлениями. В современной структуре отдельные части описанного ансамбля разделены Атлантическим океаном.

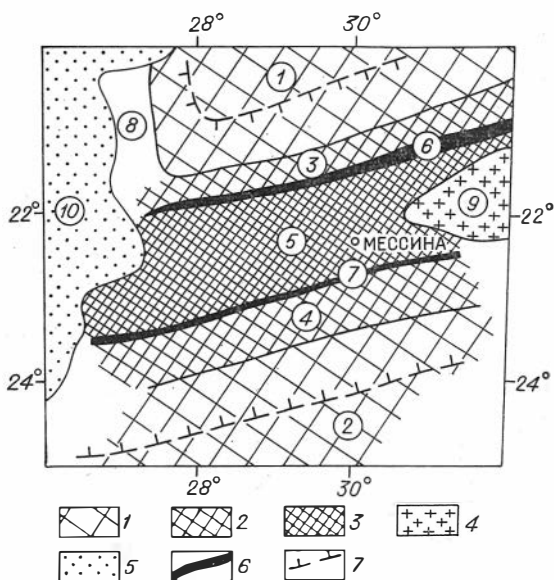


Рис. 41. Структурная позиция пояса диасхизиса Лимпопо (по Mason, 1973).

1 — кратоны; 2 — краевые зоны пояса Лимпопо; 3 — центральная зона пояса Лимпопо; 4 — вулканическая провинция; 5 — платформенный чехол; 6 — разрывные зоны; 7 — примерная граница области разрывных деформаций. Цифры в кружках: 1 — Родезийский кратон, 2 — Каапвальский кратон, 3 — северная краевая зона, 4 — южная краевая зона; 5 — центральная зона, 6 — разрывная зона Тули-Сабн, 7 — разрывная зона Саут-Пансберг, 8 — мобильный пояс Шаши, 9 — вулканическая провинция Нуанети, 10 — плита Калахари.

В латеральном ряду структур верхнего докембрия глыба Сьюприор граничит на юго-востоке с поясом диасхизиса Гренвилл. Как уже указывалось, в современной структуре в пределах пояса обнажены преимущественно дорифейские гранитогнейсы. Внедренные в них многочисленные тела анортозитов датируются около 1400 млн. лет. За ними следуют «ранние» граниты и базиты (1300—1200 млн. лет). Заведомо моложе их «молодые» (иногда ошибочно называемые Лаврентьевскими) граниты с возрастом 1100—1000 млн. лет. На продолжении провинции Гренвилл на территорию США все эти образования перекрываются терригенно-карбонатной толщей миогеосинклинального облика. Видимо, эта толща охватывает почти весь верхний рифей, так как согласно перекрывается слоями с нижнекембрийскими трилобитами.

Далее к юго-востоку следует эвгеосинклинальная зона, наиболее древним горизонтом которой является офиолитовая ассоциация. Последняя перекрывается вулканогенно-осадочным комплексом с олистостромой в основании. Этот комплекс, вероятно, частично охватывает верхи докембрия, поскольку по кислым вулканитам и комагматичным гранитам получены цифры около 590 млн. лет. Однако нижние его горизонты явно моложе таковых миогеосинклинального комплекса. Вулканиты Грандфатер, Маунт-Роджерс и Катоктин Голубых гор, лежащие в основании эвгеосинклинального комплекса, на континенте датируются в 820 млн. лет (Rankin *et al.*, 1969), но в Ньюфаундленде присутствуют лишь более молодые толщи. «Платформа Авалон», ограничивающая эвгеосинклинальный трог на юге, возможно, уже представляет собой другой миогеосинклинальный борт Грампианского пояса, продолжением которого является «Юго-Восточный кратоген» Англии. Севернее располагается Свеконорвежская зона диасхизиса. В ее пределах дорифейский кристаллический фундамент также испытал омоложение в интервале 1200—1000 млн. лет и прорван телами анортозитов (Ругаланна) и гранитов (Бохус). Очевидны прямые аналогии между Свеконорвежской зоной и поясом Гренвилл.

Этапы развития зон диасхизиса, которые здесь датируются с меньшей точностью, чем в центральной Австралии, представляются следующими. Дифференциация эпиафевской складчатой области начинается внедрением анортозитов, вслед за которыми формируются многочисленные массивы гранитов, и происходит общее омоложение кристаллических пород (1100—1000 млн. лет, «гренвиллская орогения»). Затем зоны диасхизиса вовлекаются в погружение, образуя фундамент верхнедокембрийской миогеосинклинали. Кульминация погружения происходит, видимо, на момент «расползания» блоков фундамента (в интервале 800—600 млн. лет назад) и образования на вторичной океанической коре эвгеосинклинальной зоны. Цифры около 490 и 310 млн. лет, полученные по минералам из кристаллических пород фундамента Аппалачей и Восточной Гренландии, следует связывать с таконской и акадской складчатостями.

Таким образом, в рассмотренном случае сохраняется последовательность событий, намеченных для центральной Австралии. С большей определенностью устанавливается, что зоны диасхизиса служили фундаментом миогеосинклинальных зон смежного геосинклинального пояса, так как на их территории местами сохраняются образования миогеосинклинального комплекса. Помимо указанной терригенно-карбонатной толщи Аппалач в качестве таковых могут рассматриваться сходные по составу «неохеликийские» толщи восточного Квебека (см. рис. 35).

Еще более определенно выявляется связь с миогеосинклинальным комплексом Беломорского пояса диасхизиса. Здесь миогеосинклинальные ятулийско-суйсарские толщи развиты на обеих сторонах пояса в

пределах Кольского и Карельского «массивов». Вряд ли есть основания предполагать полное отсутствие ятулийских толщ на территории Беломорской зоны на этапе их формирования. Л. И. Салоп (1971б), по-видимому, совершенно справедливо полагает, что и в этой зоне происходило осадконакопление. Правда, он считает Беломорский антиклинорий инверсионным, тогда как более вероятным представляется его унаследованный характер. Но независимо от этого латеральный ряд палеоструктур для времени формирования ятулийского комплекса может быть восстановлен в следующем виде: Свекофеннская эвгеосинклиналь — Карельско-Беломорско-Печенгская миогеосинклиналь — Кольский щитовой массив. Формирование анортозитовых массивов и время массового внедрения гранитов предшествуют накоплению ятулия, но эпоха главного радиоактивного омоложения (1800—1900 млн. лет) следует за ним.

В Становом поясе Каларский и Джугджурский массивы анортозитов довольно надежно датированы цифрами 1900—2300 млн. лет, которые, видимо, отвечают эпохе дифференциации Алдано-Становой области. Такой же возраст имеют куандинские плагиограниты и гнейсовидные граниты. Более молодыми являются древнестановые пластовые граниты. Максимум радиоактивного омоложения приходится на интервал 1900—1800 млн. лет. К интервалу 2300—1900 млн. лет относится формирование удоканского миогеосинклинального комплекса, прорванного Кодарским пологитом. Латеральный ряд структур для позднего афебиа, видимо, включал в себя Сибирский щитовой массив, Удоканско-Становую миогеосинклиналь и Зейскую эвгеосинклиналь. Этот ряд схематично отражает взаимоотношения крупных элементов палеоструктурного плана, тогда как в конкретных пересечениях через область картина, возможно, была более сложной. Эпоха омоложения докембрийских пород, датируемая 200 млн. лет, связана, очевидно, с киммерийским этапом развития «тыловых прогибов» Тихоокеанского геосинклинального пояса (Зоненшайн и др., 1973).

Во всех рассмотренных случаях устанавливается связь зон диасхизиса с геосинклинальными поясами и их территориальная приуроченность к миогеосинклинальным зонам латерального ряда палеоструктур. В других случаях такая связь непосредственно не устанавливается. Правда, Белорусский пояс можно рассматривать в качестве поперечного ответвления Средиземноморской геосинклинали в тело Русской платформы. Но Мозамбикский и Ливийско-Нигерийский пояса Африки и Восточно-Бразильский Южной Америки являются внутриплатформенными. Пояс Лимпопо разделяет Родезийский и Трансваальский массивы. Щиты Йилгарн, Индостанский и Восточно-Антарктический окаймлены зонами диасхизиса, которые продолжаются на шельфе и срезаются полосой континентального склона.

Не вызывает сомнений, что огромная часть площади внутриплатформенных поясов сложена глубокометаморфизованными образованиями алдания, киватиния и реже афебиа. Однако горячо дискутируется вопрос о наличии в их пределах рифейских толщ, синхронных проявлениям диасхизиса. В ряде районов такие толщи устанавливаются достоверно.

Северная периферия щита Йилгарн подверглась омоложению на рубеже около 1000 млн. лет. Возраст пегматитов, прорывающих метаморфизованные аналоги афебской группы Уайлу, определен в 940 млн. лет. Завершающая складчатость на этой территории проявилась много ранее, так как посттектонические граниты имеют возраст 1720 млн. лет. К северной периферии щита прилегает глубокий прогиб Бангемолл. Нижняя часть толщи, выполняющей прогиб, — группа Бреснахан — представляет собой типичную фалаховую формацию, имеет огромную мощность (около 12 тыс. м) и относится по возрасту к нижнему

(и? среднему) рифею. Выше с несогласием залегает группа Бангемолл (до 6 тыс. м) — карбонатно-терригенная толща с эвапоритами с возрастом около 1100—1000 млн. лет (по М. А. Семихатову, слою, пограничные между средним и верхним рифеем). Группа Бангемолл может в целом сопоставляться с нижней частью многоэпизодного комплекса авлакогена Амадиес и отчасти с чехлом разделяющей их плиты Гибсона. Эти карбонатно-терригенные толщи слагают довольно большие площади в районе пустыни Гибсона. Аналогов группы Бреснахан в этом районе нет. Судя по всему, группа выполняет узкий грабенообразный прогиб, вытянутый вдоль северной окраины щита Йилгарн. Большая мощность фалаховой толщи сближает этот прогиб с авлакогенами. Перерыв в осадконакоплении между ней и группой Бангемолл охватывает, видимо, весь средний рифей. Увеличенная мощность группы Бангемолл в сравнении с ее гомологами в соседних областях говорит о некоторой унаследованности развития прогиба на рубеже среднего и позднего рифея. Осадконакопление в прогибе прекращается в начале позднего рифея (около 1000 лет назад).

Таким образом, в рассмотренном случае омоложение кристаллических пород щита совпадает с моментом завершения осадконакопления в смежном интракратонном прогибе. Наиболее правдоподобное объяснение этому факту, на наш взгляд, можно найти, привлекая гипотезу Л. И. Салопа (1963) о «всплывании» прилегающей к прогибу части щита выше критической геозотермы. Этот процесс связан, очевидно, с совместным поднятием обеих смежных структурных областей.

Другие зоны диасхизиса на щите Йилгарн связаны с крупными разломами (Дарлинг, Стерлинг и Фрейзер), вдоль которых вытянуты глубокие впадины, выполненные терригенными толщами рифея. Радиометрические исследования не всегда точно датируют возраст осадочных толщ, но и здесь главные эпохи омоложения, по-видимому, примерно отвечают времени завершения седиментации во впадинах.

Очень сложен вопрос о строении, природе и возрасте Мозамбикского пояса, частично затронутый во вводной части раздела. Взгляды А. Холмса об эпигеосинклинальной природе пояса, разделяемые многими исследователями, некоторые ученые подвергают критике. Основаниями для этого служат преимущественное развитие на территории пояса глубокометаморфизованных пород нижнего докембрия и отсутствие геосинклинальных образований верхнего. Вопрос осложняется крайне неравномерной и, в общем, посредственной изученностью пояса. Полемика вокруг него настолько остра, что авторы международной Тектонической карты Африки (*Carte tectonique...*, 1968) обозначили пояс весьма нейтрально как «мозамбикские омоложенные (переработанные) цепи».

Проблема «активизации» Мозамбикского пояса подробно и многосторонне рассмотрена Н. А. Божко (1970). Он обращает внимание на наличие в пределах пояса слабометаморфизованных пород, образование которых непосредственно предшествовало событиям 700—500 млн. лет. В качестве таковых комплексов рассматриваются преимущественно песчано-глинистые толщи Нубийско-Аравийского щита, Южной Эфиопии и Кении, Восточного Сомали, Танзании и Малави и т. п. Следовательно, распространение слабометаморфизованных рифейских толщ достаточно широко. Этот вывод, видимо, справедлив, хотя иногда Н. А. Божко включает в рифей заведомо более древние образования (например, верхнюю часть системы Усагара). Заметим, что при доказательстве рифейского возраста толщ Н. А. Божко нигде не приводит доводов в пользу их геосинклинальной природы.

Другой характерной чертой пояса Н. А. Божко считает пространственную связь с соседними интракратонными складчатыми поясами (Кибаридами, Катангидами, Ирумидами), вместе с которыми Мозам-

бикский пояс образует единую разветвленную сеть подвижных поздне-докембрийских зон. Этот вывод также представляется убедительным, хотя и он не доказывает геосинклинальной природы пояса. Напомним, что в Катангской и других складчатых областях не обнаружено эвгеосинклинальных комплексов, а слагающие их толщи имеют характер, промежуточный между миогеосинклинальными и платформенными. Отмечаемая Н. А. Божко линейность пояса, напоминающая в плане форму геосинклинальных поясов, — второстепенный, косвенный признак. Связать ее с «тектоническим характером границ» пояса довольно трудно. Западная граница Мозамбикского пояса на отдельных участках действительно совпадает с глубинными разломами, но они так различны по ориентировке, характеру смещения крыльев, глубине и возрасту, что предполагать единство их системы в позднем рифее не приходится.

Не очень ясно звучит вывод, что «процессы, происходившие в пределах «активизированных» зон, по существу, не отличаются от тектонических и термальных процессов геосинклинальных поясов» (Божко, 1970, с. 19), так как характерным признаком рифейских толщ признается как раз слабая степень их метаморфизма.

Таким образом, вполне справедливо заключение этого автора о существовании на территории пояса в позднем докембрии крупного и достаточно глубокого меридионально вытянутого прогиба, об «активизации» как реакции фундамента на заложение этого прогиба и о последующем омоложении как результате инверсии прогиба. Менее убедительны выводы о геосинклинальной природе прогиба.

Однако надо учесть, что Н. А. Божко нигде не настаивает на категоричности этих выводов. Напротив, он весьма осторожно пишет о «событиях, близких к геосинклинальному процессу» (там же, с. 15). В такой форме эти выводы можно принять. Только не следует противопоставлять «события» переработке (активизации) доверхнерифейских образований.

Переработка фундамента пояса была, по крайней мере, двухфазной. Первая фаза (видимо, на рубеже около 1100 млн. лет) связана с заложением или дифференциацией меридионального прогиба, вторая (700—500 млн. лет) — с завершением его развития. Природа прогиба вряд ли может быть установлена достаточно точно, поскольку выполнявший его комплекс практически уничтожен. Отсутствие на территории пояса линейных зон офиолитовой ассоциации и наличие повсеместно развитых гранитизированных доверхнерифейских образований исключают вариант принадлежности прогиба к ортогеосинклиналям. Уверенное суждение о платформенном или миогеосинклинальном характере прогиба станет возможным после надежной корреляции верхнерифейских толщ, которая сейчас недоверна.

На Индостанской платформе (Геология и экономика..., 1975) развитие зон диасхизиса тесно связано с развитием глубоких прогибов, выполненных толщами платформенного типа. Формирование системы Куддапах (включая группу Карнул) в одноименном прогибе произошло в интервале 1400 (1700?) — 750 млн. лет. В этот же интервал укладываются цифры возраста, полученные по пегматитам Неллурского пояса в смежной с прогибом Восточно-Гатской зоне диасхизиса. Накопление Виндийской системы начинается несколько позже, и значения возраста омоложенных пород в Раджхастано-Делийской зоне, приведенные ранее, отвечают более узкому интервалу времени.

Подводя итог обзору зон диасхизиса, следует отметить, что в палеотектоническом плане они обнаруживают теснейшую связь с зонами интенсивного прогибания в условиях как геосинклинального, так и платформенного режима. Это связь может осуществляться в разных формах, и разные процессы, объединяемые общим понятием «диасхи-

зис», по-видимому, могут быть одновременными. Массовое гранитообразование, очевидно, следует непосредственно за дифференциацией единой складчатой области на массивы и подвижные области. Наложенная складчатость развивается в кристаллическом фундаменте подвижных областей на всем этапе развития прогибов. Ее кульминация, сопровождающаяся новым радиометрическим омоложением и реже внедрением молодых гранитных серий, отвечает моменту завершения седиментации, общего поднятия территории и иногда инверсии прогибов. Поэтому в современной структуре зоны диасхизиса занимают такое различное положение. Часть из них приурочена к окраинам щитов, смежным со складчатыми поясами. Для подобных форм ранее был предложен термин «перикратонные геоантиклинали» (Косыгин и др., 1968). К числу наиболее показательных форм этого типа относятся Становой и Гренвиллский пояса. Другие зоны — внутрищитовые и по некоторым поверхностям (например, по подошве комплекса прогиба, развивающегося синхронно с проявлениями диасхизиса) выступают в качестве антиклинориев, антеклиз, горст-антиклинориев или глыбовых поднятий. В этот тип входят Беломорский и Мозамбикский пояса.

Таким образом, рассмотренные зоны диасхизиса в общем случае проходят в своем развитии ряд стадий.

Ранняя стадия связана с дроблением ранее консолидированной складчатой области на устойчивые глыбы и подвижные пояса. В подвижных поясах в условиях высокого теплового потока и повышенных давлений происходит расслоение континентальной коры, уплотнение ее нижних горизонтов. Формируются интрузии анортозитов. В конце стадии наблюдается массовое гранитообразование, сопровождающееся радиоактивным омоложением.

Средняя стадия. Уплотнение коры приводит к интенсивному прогибанию территории подвижного пояса. В некоторых случаях в середине стадии интенсивное растяжение центральной части пояса приводит к образованию линейно-вытянутой полосы вторичной океанической коры и формированию эвгеосинклинальной зоны. На протяжении всей стадии формируется наложенная складчатость. Происходит прогревание фундамента многоэосинклинали.

Поздняя стадия. Общий подъем территории, связанный с кульминацией складчатости в поясе и его инверсией. Размыв комплексов, сформированных на средней стадии. Избирательное радиоактивное омоложение. В некоторых зонах диасхизиса (особенно афёбских), внедрение серий «молодых» гранитоидов.

Разумеется, границы стадий и их характеристика весьма условны, но общая последовательность событий примерно сохраняется для всех рассмотренных зон. Степень выраженности разных стадий в различных зонах неодинакова. Если в «гренвиллской орогении» запечатлена в основном ранняя стадия диасхизиса, то в «mozамбикской» — поздняя. Это обстоятельство и вызывает полемику вокруг природы зон диасхизиса.

В понятие «диасхизис» включаются довольно разнородные процессы, связанные лишь одной общей чертой, которая определяется как «преобразования фундамента древних платформ». Е. В. Павловский (Павловский, Марков, 1963), характеризуя специфику гренвиллских движений, подчеркивал, что они проявились на площади, значительно ранее претерпевшей консолидацию с сопутствующей ей гранитизацией. В свете концепции необратимого развития земной коры от океанической к континентальной процесс гренвиллской складчатости и гранитизации действительно «выпадает» из последовательного ряда событий, ведущих к образованию платформ. Неясность стратиграфического положения группы Гренвилл привела к тому, что проявления диасхизиса приурочивались к концу эпохи седиментации в условиях перикра-

тонного опускания. Только на этой основе стало возможным прямое сопоставление Гренвиллского и Мозамбикского поясов. Новые материалы показывают, что такое сопоставление нуждается в уточнениях.

Следует, видимо, различать *ранний* и *поздний* диасхизис, отвечающие соответствующим стадиям развития поясов (средняя стадия ничего общего с диасхизисом не имеет). Аналогичная классификация поясов (зон) диасхизиса вызвала бы затруднения, поскольку в пределах большинства из них теми или иными методами обнаруживаются следы обеих стадий. Крайними членами классификации могли бы быть гренвиллский (с законсервированной ранней стадией) и мозамбикский (с поздней стадией) типы, но эволюционный ряд поясов не обнаруживает дискретности. Более важно отметить одну общую черту зон диасхизиса — их тесную связь в пространстве и времени с зонами интенсивного прогибания. Связь проявлений диасхизиса с предполагаемым интенсивным прогибанием на территории самих зон (в эпиократонных — миогеосинклинальных или платформенных условиях) и частое соседство с ортогеосинклинальными складчатыми поясами позволяют включить зоны в широкий класс резонансно-тектонических структур, выделенный Ю. М. Пушаровским (1969). Понятие имеет генетический аспект и введено в связи с «необходимостью обособления... в качестве особой категории» тектонических зон и отдельных структур, «индуцированных геосинклинальным процессом» (Пушаровский, 1972, с. 79).

В свете сказанного коснемся вкратце сложного вопроса о мазатцальском (эльсонском) диасхизисе. Отвечающая ему зона, охватывающая большие площади на юге Северо-Американской платформы, существенно отлична от описанных по ряду признаков. Здесь широко распространена вулканоплутоническая формация, связываемая с проявлением диасхизиса (вулканиты Панхандл и т. п.). Предшествующие этим событиям осадочные толщи (фалаховая и карбостромовая формации) залегают в плоских изометричных и вытянутых прогибах. Метаморфизм пород чехла контактовый и проявлен локально. Интервал между завершающей складчатостью и проявлениями диасхизиса не превышает 200—400 млн. лет. Установлено два цикла гранитообразования, отвечающих в сумме эпохе 1350—1420 млн. лет (Семихатов, 1974). Аналогичные события отмечены в западной части провинции Нейн.

Пояс эльсонского диасхизиса вытянут в субширотном направлении, а зона диасхизиса в провинции Нейн может рассматриваться в качестве его поперечного ответвления. По возрасту диасхизис совпадает с началом формирования Белтской миогеосинклинали, поперечной к поясу и параллельной ветви Нейн. Возможно, эти события причинно связаны и на рубеже около 1400 млн. лет назад началась дифференциация Северо-Американского кратона на центральную глыбу и окаймляющие ее подвижные пояса. Более молодой пояс Гренвилл, на территории которого эльсонские события выразились в формировании анортозитовых массивов, наложен на зону эльсонского диасхизиса. Внедрение гранитоидов 1100—1000 млн. лет завершает процесс дифференциации.

Зона эльсонского диасхизиса обнаруживает сходство с восточной окраиной щита Голер Южной Австралии. Здесь вулканогенная моласса Мунэйби и вулканоплутоническая ассоциация Голер-Рейндж сближены по возрасту и датируются цифрами 1500—1600 млн. лет. Миогеосинклиналь Аделаида возникла позже — на рубеже 1400—1350 млн. лет назад.

В обеих рассмотренных зонах связь диасхизиса с последующим платформенным или миогеосинклинальным осадконакоплением не так очевидна, как в случаях, рассмотренных ранее. Специфично широкое распространение продуктов субсеквентного вулканизма. Эти особенно-

сти позволяют выделить условно третью категорию зон — зоны эльсонского типа.

Диасхизис и орогенез. Попытаемся сравнить зоны диасхизиса с орогенными структурами. Для этой цели обратимся к орогенным структурам палеозойд Евразии, прекрасно охарактеризованным А. А. Моссаковским в капитальной монографии (1975). Рассмотрение именно этого этажа как объекта для сравнения диктуется еще его непосредственной близостью к докембрию.

В качестве главных тектонических форм орогенного этапа выделяются одиночные удлиненные межгорные и краевые прогибы, крупные изометричные наложенные впадины, обрамленные со всех сторон крупными сводовыми поднятиями, нередко имеющими облик горных глыбовых массивов. Для отрицательных форм типичны относительно простое двухъярусное строение с резким преобладанием в верхнем ярусе молассовых формаций, германотипный (глыбовый) стиль дислокаций и необращенный (унаследованный) характер. Они подразделены на два типа. К первому отнесены формы раннего заложения с тенденциями длительного унаследованного развития, ко второму — позднего заложения и наложенного характера. Оба типа в равной мере присущи каледонидам и герцинидам. Выделяется также две стадии (периода) орогенного этапа. На первой орогенный режим господствует лишь в отдельных зонах геосинклинальных поясов, где возникают прогибы и впадины первого типа. Поздняя стадия отличается перестройкой ранее существовавшего структурного плана и возникновением новой системы сводово-глыбовых поднятий и наложенных орогенных впадин и прогибов второго типа.

Детальной характеристики сводовых поднятий А. А. Моссаковский не приводит. Ясно, что на первой стадии орогенеза они в определенной мере наследуют черты складчатых форм фундамента (например, простирания). Новообразованные сводово-глыбовые поднятия наложены на основание несогласно. Это изометричные и вытянутые блоки, ограниченные крутопадающими разломами.

Особое внимание А. А. Моссаковский уделил проявлениям орогенного вулканизма. Сводово-глыбовым поднятиям присущи широкий, часто растянутый во времени палингенный гранитоидный вулканизм (в форме батолитов или трещинных перемещенных тел), слабо выраженный эффузивный вулканизм и прогрессивный («плутонический») метаморфизм. Во впадинах и прогибах, напротив, развиты преимущественно эффузивные образования (возможно, мантийного происхождения) с преобладанием пород основного и среднего состава при слабых проявлениях гранитоидного вулканизма и отсутствии термального метаморфизма.

Изучение структуры, формационных рядов орогенного пояса и петрохимии вулканических образований позволило А. А. Моссаковскому определить сущность орогенного процесса. Подходя к этому вопросу с позиций стадийности развития осадочной оболочки, он приходит к выводу, что «континентальная стадия является логическим завершением процесса геосинклинального развития, вещественным результатом которого служит образование гранитно-метаморфического слоя» (Моссаковский, 1975, с. 25). «Орогенный этап развития складчатых зон и областей является завершающим в ... процессе, ведущем к формированию и становлению земной коры континентов, и следовательно, не может отрываться от него» (там же). Этот вывод подкреплен палеотектоническими исследованиями, показавшими тесную связь развития орогенного пояса палеозойд Евразии с геосинклинальным поясом Палеотетиса.

В генетическом аспекте, в плане принадлежности к широкому классу резонансно-тектонических структур, зоны диасхизиса и некото-

рые орогенные области обнаруживают известную общность, но прямое их отождествление было бы неправильным.

Для зон диасхизиса отрицательные формы типа орогенных прогибов и впадин не характерны. В наиболее типичных поясах диасхизиса — Гренвиллском, Мозамбикском, Становом, Беломорском — они отсутствуют. Возможно, это связано с глубокой эродированностью поясов, но о наличии на их территории молассовых прогибов в прошлом можно лишь строить предположения.

Прогибы и впадины, по строению близкие к описанным А. А. Моссаковским, иногда расположены на участках, примыкающих к зонам диасхизиса. В Северо-Западных нагорьях Шотландии Льюисский комплекс, «прогретый» на рубеже 1100 млн. лет, с резким несогласием перекрывается красноцветными и косослоистыми кварцевыми и аркозовыми песчаниками Торридон. Б. М. Келлер (1973в), по-видимому, справедливо относит эту толщу к фалаховой формации. Время ее формирования отвечает средней стадии развития зоны диасхизиса, расположенной северо-западнее. Полоса развития Торридона разграничивает зону диасхизиса и каледонида Северных нагорий. Эльсонскому диасхизису в какой-то степени отвечают развитые в пределах плиты Мидконтинента кварциты Су, залегающие в плоской впадине в основании платформенного чехла. Иногда в качестве орогенной рассматривается впадина Кивино, выполненная осадочно-вулканогенной толщей, западная ветвь которой примерно параллельна Гренвиллскому фронту. Толща по возрасту соответствует средней стадии развития Гренвиллского пояса. Однако включение в зоны диасхизиса таких форм непомерно расширило бы площадь зон в сравнении с традиционно определяемой. Кислые вулканиты обнаружены в южной части Восточно-Бразильского пояса диасхизиса, но их стратиграфическое и структурное положение неясно.

Следовательно, зоны диасхизиса нельзя сопоставлять с орогенными поясами в их полном объеме. Более близкими были бы аналогии со сводово-глыбовыми поднятиями орогенных поясов, в особенности если учесть широкое развитие гранитоидов в обоих элементах. Но и такое сопоставление нуждается в серьезных оговорках.

Орогенные области обычно определяются как категория генетическая, как области, находящиеся в состоянии орогенеза. Иными словами, определение области дается через определение процесса. Это характерно как для трудов Г. Ф. Мирчинка и А. Н. Мазаровича, так и для новейших исследований (Херасков, 1967; Боголепов, 1973; Моссаковский, 1975; и др.). Зоны диасхизиса в своем развитии проходят стадии, которые вряд ли могут быть объединены понятием общего режима или процесса. В особенности это относится к средней стадии, связанной с интенсивным погружением. Режим этой стадии определенно миогеосинклинальный или платформенный. Если ранняя и поздняя стадии проявляются в условиях «возбужденного» режима (Белоусов, 1975б), то средней отвечает «спокойный» режим. Орогенный режим относится к «возбужденным». В этом случае представляется нецелесообразным проведение прямой аналогии между формами, развитие которых столь различно.

Если с орогенезом, приводящим к общему поднятию геосинклинальной области, в какой-то мере сопоставим «поздний» диасхизис, завершающий развитие миогеосинклинальных и платформенных прогибов, то «ранний» диасхизис прямо противоположен им по тенденции. Он, видимо, обуславливает последующее прогибание территории. В этом отношении он скорее должен рассматриваться в качестве начальной стадии рифтогенеза, проявления которого включаются ныне в этап геосинклинального развития (Зоненшайн, 1972; Книппер, Руженцев, 1976).

Другой причиной, препятствующей отождествлению зон диасхизиса со сводовыми поднятиями, является палеогеографический аспект. Сводово-глыбовым поднятиям в этом аспекте всегда сопоставляются горные массивы, у подножия которых накапливаются грубообломочные молассовые толщи. Коррелятных отложений, отвечающих стадиям развития зон диасхизиса, не обнаруживается. Более того, «распространение моласс в областях добайкальских складчатостей ныне вызывает оживленную дискуссию, а иногда (А. Л. Яншин) отрицается» (Семихатов, 1974, с. 249). Очевидно, что молассы здесь отождествляются с орогенными *s. str.* формациями, т. е. с грубообломочными толщами горных областей. Почти все известные в докембрии грубообломочные толщи принадлежат к особой разновидности моласс — ледниковой (спарагмитовая формация), и лишь в конце докембрия появляются толщи, которые можно отнести к орогенным (предгорным, межгорным) образованиям. Однако они связаны с завершением развития ортогеосинклинальных поясов, а не зон диасхизиса.

С позиций учения о геосинклиналях в его современном виде отождествление диасхизиса и орогенеза неправомерно. Орогенез рассматривается в настоящее время как стадия завершения формирования континентальной коры, увеличения ее мощности. Диасхизис развивается на участках уже сформированной континентальной коры, приводит к ее расслоению при сохранении мощности, а в ряде случаев даже к утонению.

В свете сказанного довольно определенно решается вопрос о положении зон диасхизиса в ряду структурных элементов (тектонических районов и т. д.) при тектоническом районировании. Они входят в состав выступов фундамента платформенных областей. Выделение их на картах как равнозначного третьего элемента в ряду геосинклинальных складчатый пояс — платформенная область нецелесообразно.

В заключение раздела коснемся вопросов терминологии. Как мы убедились, термин «диасхизис» весьма широк и отражает суммарный эффект разностильных и разнородных преобразований фундамента платформ. Если принять предлагаемое разделение истории развития зон диасхизиса на стадии, то можно несколько уточнить термины, которые считались синонимами термина «диасхизис». В частности, термин «тектоно-магматическая активизация» и отвечающее ему понятие более соответствуют ранней стадии, на которой происходит дифференциация ранее консолидированной складчатой области. Термин «омоложение», видимо, более применим к структурам, возникшим на поздней стадии. Понятие диасхизис имеет чисто генетический (историко-геологический) аспект, и выделение зон диасхизиса предназначено для изучения геологической эволюции Земли.

О ПЛАНЕТАРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ В ДОКЕМБРИИ

Представления о проявлениях в докембрии планетарных тектонических циклов настолько укоренились, что исследователи, принимающие данную концепцию, даже не оговаривают аспект, в котором применяются термины «цикл» и «цикличность». Между тем отвечающие им понятия настолько запутаны, что, кажется, единственной платформой, на которой можно достичь договоренности является полный отказ от них.

В «Словаре современного русского литературного языка» даны следующие определения цикла: «1. Закономерный круг каких-нибудь явлений, действий, процессов. 2. Совокупность связанных между собой явлений, последовательный ряд чего-нибудь». Ясно, что применение

такого термина в конкретной области знания возможно лишь в случае строгого определения входящих в цитату понятий «какие-нибудь», «последовательный», «что-нибудь».

Э. Ог (1935, с. 16), провозгласивший вслед за Д. Хаттоном, что «геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом циклов», счел циклом триаду литогенезис — орогенезис — глиптогенезис. В настоящее время чаще говорят о двух элементах цикла — орогенных и анорогенных эпохах. Под орогенными понимаются периоды интенсивного проявления складчатости, горообразования, интрузивного магматизма и метаморфизма. Иногда их же называют тектоно-магматическими (тектоно-плутоническими, диастрофическими) циклами. К анорогенным эпохам относят периоды ослабленного проявления указанных процессов, периоды «спокойного» эволюционного развития, **периоды преобладания седиментации** и вулканизма. Одновременно Э. Ог отметил, что «каждый большой цикл соответствует крупному подразделению в серии геологических эпох», связав таким путем периодичность процессов с геохронологической шкалой и придав циклам характер синхронных процессов планетарного значения.

Термины «цикл» и «цикличность» несут, следовательно, большую смысловую нагрузку, отвечая самым различным понятиям. В полемике, развернувшейся вокруг них, уже отмечались некоторые философские пороки использования указанных терминов в геологии. Подчеркивались механистичность понятий, подразумевающих «возвращение к исходной точке», указывалось на игнорирование изменения качеств в последовательности, т. е. направленности развития, обращалось внимание на отсутствие правильного характера в чередовании (асимметрия циклов) и т. п. Эта критика учитывается всеми исследователями, принимающими концепцию цикличности, которые делают ряд оговорок и, в свою очередь, ссылаются на диалектический закон отрицания отрицания. Мы не будем касаться этих сторон терминов, но заметим только, что решение проблемы наличия или отсутствия цикличности во многом зависит от этих исходных посылок.

В данном разделе внимание будет сосредоточено лишь на двух сторонах проблемы. Рассмотрим, какое содержание вкладывается в понятие «тектоно-магматический цикл» и насколько корректными являются представления о синхронности и планетарности проявления таких циклов.

Циклами именуется то эпохи диастрофизма, то пара: эпоха диастрофизма — анорогенная эпоха. Эти вариации имеют терминологический характер. В принципе все сторонники концепции цикличности наиболее существенной чертой истории Земли признают чередование орогенных и анорогенных эпох.

Характеристика анорогенных эпох приводится обычно в самой общей форме. Л. И. Салоп (1973, с. 22) определяет их как интервалы «геологической истории, которые характеризуются известной общностью тектонической обстановки, геохимической среды и физических условий, влияющих на возникновение определенных типов литогенеза (литогенетических ассоциаций), тектонических структур, форм и типов магматизма и в какой-то мере определяющих эволюцию органического мира». Именно такие «крупные естественные этапы геологической истории» (с. 23) разделяются диастрофическими циклами. В. П. Казаринов (1973, с. 7) существенно уточняет эту характеристику: «На протяжении докембрия в истории Земли намечалось несколько анорогенных эпох, когда резко ослабевала тектоническая, магматическая (гранитоидная) и метаморфическая активность и, наоборот, резко усиливались процессы выравнивания континентов и химического выветривания. Последние и приводили к широкому формированию кор вы-

ветривания и связанных с ними осадочных формаций. В анорогенные эпохи усиливалась вулканическая (базальтоидная) деятельность. Для этих эпох характерны высокозрелые терригенные породы, джеспилиты, высокоглиноземистые осадки, скопления марганца и железа, фосфориты и другие породы, придающие многим формациям анорогенных эпох яркие черты своеобразия».

В цитированных определениях речь идет об истории всей Земли, т. е. о глобальности (повсеместности в пределах континентов) и синхронности анорогенных эпох. Правда, оба исследователя делают некоторые оговорки. В. П. Казаринов (1973) отмечает, что «в промежутки между орогенными эпохами тектоническая деятельность отнюдь не прекращалась, а лишь ослабевала» (там же), а Л. И. Салоп говорит о синхронности границ эпох на всех материках лишь «в грубых чертах» (Салоп, 1973, с. 23). Однако эти оговорки в последующих выводах не используются.

В орогенные эпохи объединяются периоды складчатости, гранитоидного магматизма, метаморфизма и горообразования, причем предполагается, что перечисленные процессы теснейшим образом взаимосвязаны и взаимообусловлены. В отношении глобальности и синхронности этих эпох (циклов диастрофизма) делается тот же вывод, что и для анорогенных эпох.

Альтернативой представлениям о циклическом развитии Земли является концепция ее стадийного развития. Учение о геосинклиналях в современном варианте предполагает необратимость перехода коры океанического типа в континентальную, что признается сущностью геосинклинального процесса. В историко-геологическом аспекте это означает превращение геосинклинали в платформу через стадию завершающей складчатости (орогенную, позднегеосинклинальную стадию). Процесс превращения длительный и сложный, в отдельные моменты он может прерываться или осложняться второстепенными явлениями, но лишь стадия завершающей складчатости служит переломным моментом развития некоторого участка поверхности континентов. Другими словами, этой стадии приписывается наибольшая значимость в последовательном ряду тектоно-магматических проявлений, тогда как концепция цикличности не предусматривает ранжирования циклов. В настоящее время, однако, ряд исследователей уже различает среди циклов стадии «стабилизации (консолидации) платформ континентов и заложения новых подвижных зон» (Семененко, 1970, с. 5), отставив лишь «синхронность тектонических процессов на различных континентах» (там же, с. 8).

Следует отметить, что признаки завершающей складчатости определены еще не очень четко (Ажгирей, 1969) даже для фанерозойской истории. При изучении докембрия геологи сталкиваются с еще более сложными проблемами. Возможность выделения в составе докембрийских толщ орогенных формаций, знаменующих собой стадию завершающей складчатости, вообще сомнительна. Вулканогенная моласса, отвечающая этой стадии, приурочена к довольно узкому возрастному диапазону (2000—1600 млн. лет) и практически не встречается на других уровнях (за исключением, разве, группы Доминион-Риф). Между тем во многих участках развития кристаллических пород докембрия фиксируются проявления неоднократных складчатостей, различить среди которых завершающую (главную) весьма трудно.

Именно эти обстоятельства привели к укреплению концепции цикличности, которую ныне принимают очень многие исследователи докембрия. Даже авторы монографии «Тектоника Евразии» (1966), отрицающие глобальное значение циклов и убедительно обосновавшие это на примере фанерозойских эпох, при расчленении докембрия пош-

ли по пути выделения «возрастных групп» (с. 15) в складчатых зонах щитов.

Можно ли выделить возрастные группы для территории всех континентов и какое они будут иметь содержание? Рассмотрим несколько новейших геохронологических шкал (рис. 42), характеризующих «этапы развития» практически всей поверхности суши (за исключением Антарктиды, для которой схема еще не разработана). По-видимому, нет оснований считать, что одна шкала составлена «правильно», а другие «неправильно». Ясно, что каждый из рубежей (этап диастрофизма) имеет выражение в той или иной части континента, охарактеризованного соответствующей шкалой. Правда, уже сейчас можно показать, что ни один из этапов диастрофизма не имеет однозначного выражения на всей площади континентов, вследствие чего появляется большое количество «частых шкал».

На синоптической схеме практически не остается места для более или менее продолжительных анорогенных эпох. Это означает, что процессы диастрофизма протекают в литосфере непрерывно. Вывод этот не нов. В дополнениях к цитированной уже монографии Э. Ога (1935, с. 20) А. П. Павлов писал: «Диастрофы происходили не одновременно на разных континентах, и в геологической истории земли циклы... не сменялись один другим, а происходили одновременно... Смену одного цикла другим нужно представлять себе лишь как местное явление».

Одной из причин укрепления представлений о синхронности циклов в планетарном масштабе является, на наш взгляд, характер, методика построения и использования геохронологических шкал. Их рубежи намечаются при обработке некоторого объема информации и закрепляются в шкале. При дальнейших исследованиях границы вновь выделенных подразделений неизбежно привязываются, а в случае несовпадения просто «подтягиваются» к рубежам ранее выработанной шкалы. Подразделения докембрийских шкал очень велики по объему, поэтому такое «подтягивание» имеет очень серьезные последствия. Как показал анализ шкал, проведенный К. Ранкамой (Rankama, 1970), толщи, относимые к архею и протерозою в разных странах, разграничены рубежами, имеющими самые различные возрастные датировки в интервале 3000—1700 млн. лет.

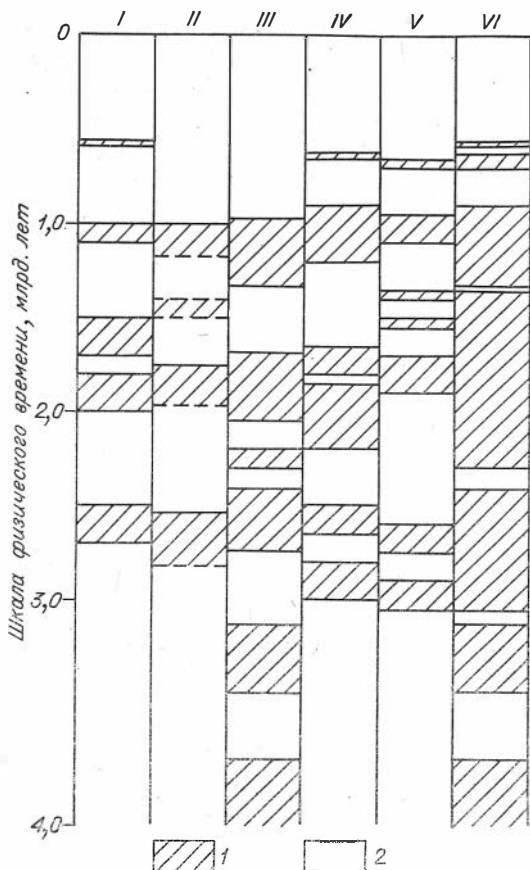


Рис. 42. Схема «тектоно-магматических циклов» докембрия континентов.

1 — этапы диастрофизма (орогений и т.п.); 2 — анорогенные эпохи. I — Евразия (по шкале Комиссии АН СССР, 1964 г.), II — Северная Америка (по Stockwell, 1973), III — Южная Америка (по Choubert, 1974), IV — Африка (по Тектонике Африки, 1973), V — Австралия (по Compston, Arriens, 1968), VI — синоптическая схема.

Рассмотрим модельный пример. Допустим, что в ходе детальных исследований обнаружена граница, разделяющая две толщи и располагающаяся на рубеже 2250 млн. лет. В шкале Комиссии АН СССР такой границы нет, но есть границы 2600 и 1900 млн. лет. Обнаруженная граница рассекает ровно пополам интервал времени, отвечающий нижнему протерозою шкалы. Перед геологом стоит выбор, к какой из имеющихся границ привязать новую. Обычно принимаются во внимание степень метаморфизма пород, стиль их складчатости и другие структурно-вещественные признаки, которые в принципе не могут учитываться при синхронизации (корреляции по возрасту). В конце концов, геолог привязывает обнаруженную границу на основании косвенных признаков к границе архея и протерозоя (2600 млн. лет). Затем этот рубеж начинает фигурировать в качестве границы планетарных эпох складчатости и т. п. и используется для доказательства их синхронности наряду с себе подобными.

Кстати, этот модельный пример не так уж далек от действительности. Возраст 2250 млн. лет имеют эффузивы в основании надгруппы Маунт-Брус Западной Австралии. Только австралийские геологи пошли иным путем, чем «модельный» геолог, и повысили в шкале границу архея и протерозоя.

Примерно ту же мысль высказывает А. Бертельсен (1967, с. 19), но в отношении методики картирования: «В геологии докембрия недавно стало модным понятие о геологических циклах. Однако это понятие надо использовать достаточно осторожно, поскольку его обоснованность зависит от региональных карт, а составление тектонических карт различных континентов является именно одним из методов выработки понятия о геологических циклах. Поэтому, если эту точку зрения мы кладем в основу выделения основных тектонических единиц, то рискуем попасть в порочный круг».

Показательно, что представления о синхронности циклов появились ранее возникновения радиометрических методов определения возраста, и все границы циклов безоговорочно определялись рубежами геохронологических шкал, «естественными» границами геологической истории Земли. Развитие радиометрических методов заставило эти границы «плавать» вверх-вниз по оси физического времени.

Иногда с целью выявления планетарных циклов составляются гистограммы значения радиометрических возрастов пород и минералов, начало чему положено Г. Гастилом (Gastil, 1960). Пики гистограмм, составленных для разных континентов, как показывает анализ, обычно не совпадают (рис. 43), не вполне согласуются по данным разных радиометрических методов (рис. 44). Поэтому «глобальные» эпохи предпочитают выделять лишь на синоптических гистограммах. Методическое несовершенство способа построения гистограмм уже отмечалось в печати. М. А. Семихатов (1974) видит его в том, что «выделяемые подразделения превращаются в категории геохронологические, не связанные с типовыми разрезами» (с. 24). Такая связь представляется нам не обязательной (см. раздел I), а главный недостаток метода лежит в другой области. Из работ Л. И. Салопа (1963, 1973), М. А. Семихатова (1966, 1974) и др. следует, что в гистограммах учитываются в качестве равноправных как реликтовые, так и омоложенные датировки. Более того, даже внутри этих больших групп датировки имеют самый различный геологический смысл. Омоложенные датировки, в частности, отражают как разные стадии метаморфизма, так и различные наложенные процессы («всплывание» выше критической геоизотермы, криптометаморфизм и даже выветривание). Статистическое усреднение таких разнородных датировок некорректно, а геологический смысл его неясен.

В тесной связи с этим находится и вопрос о геологическом содержании орогенных эпох. Н. А. Штрейс (1967, с. 18), по-видимому, первым пришел к определенному выводу «не о внезапности возникновения и кратковременности развития процессов, приводящих к формированию гранитоидов, а о их длительности и соизмеримости с процессами осадкообразования и накопления вулканических толщ». Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967), подробно рассмотревшие вопрос

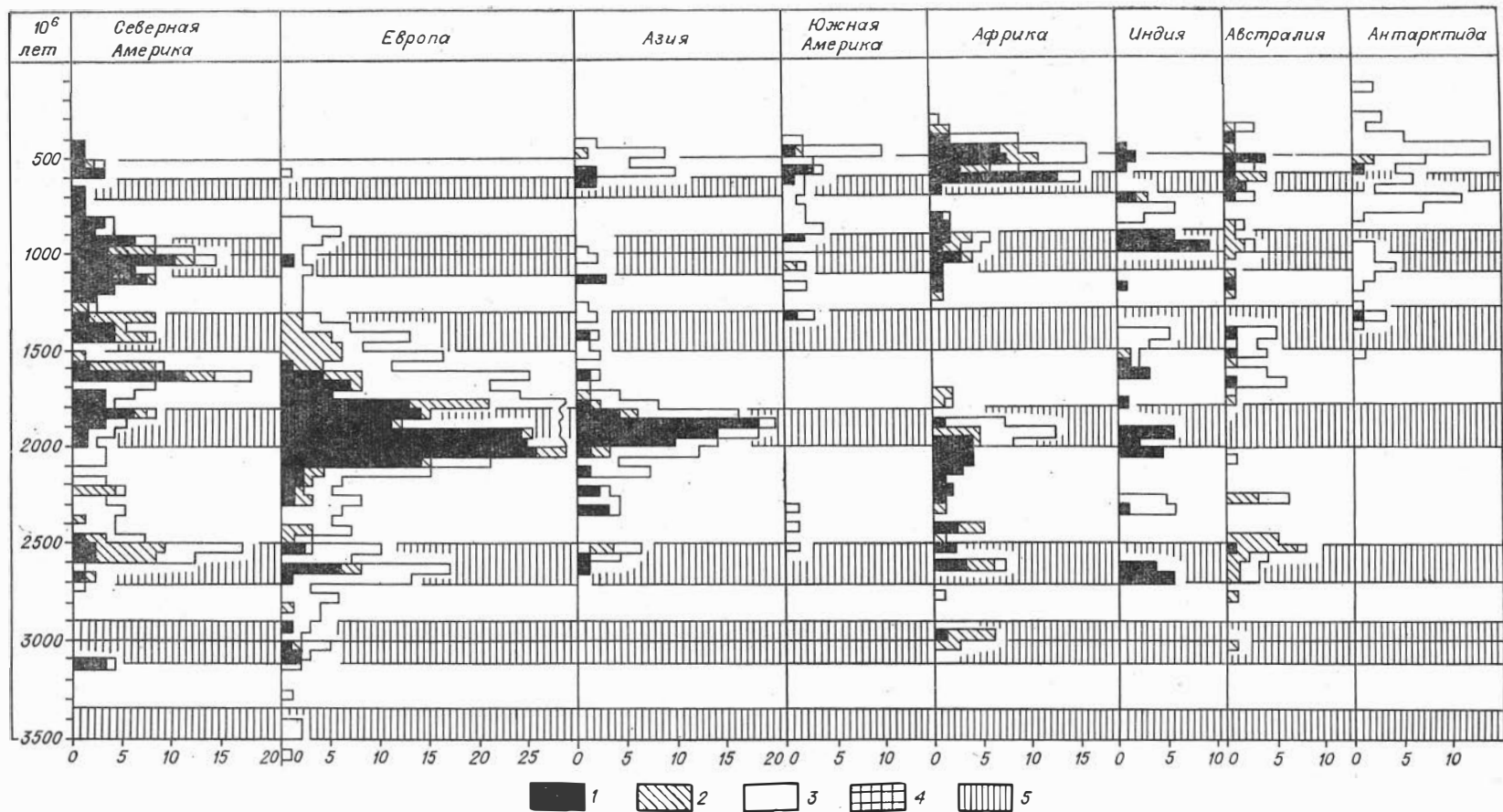


Рис. 43. Гистограммы значений возраста минералов и пород докембрия (по А. И. Тугаринову и Г. В. Войткевичу, 1970).

1 — Rb-U-Th метод; 2 — Rb-Sr метод; 3 — K-Ar метод; 4 — суммарные значения по разным методам; 5 — принятые значения интервалов тектоно-магматических циклов.

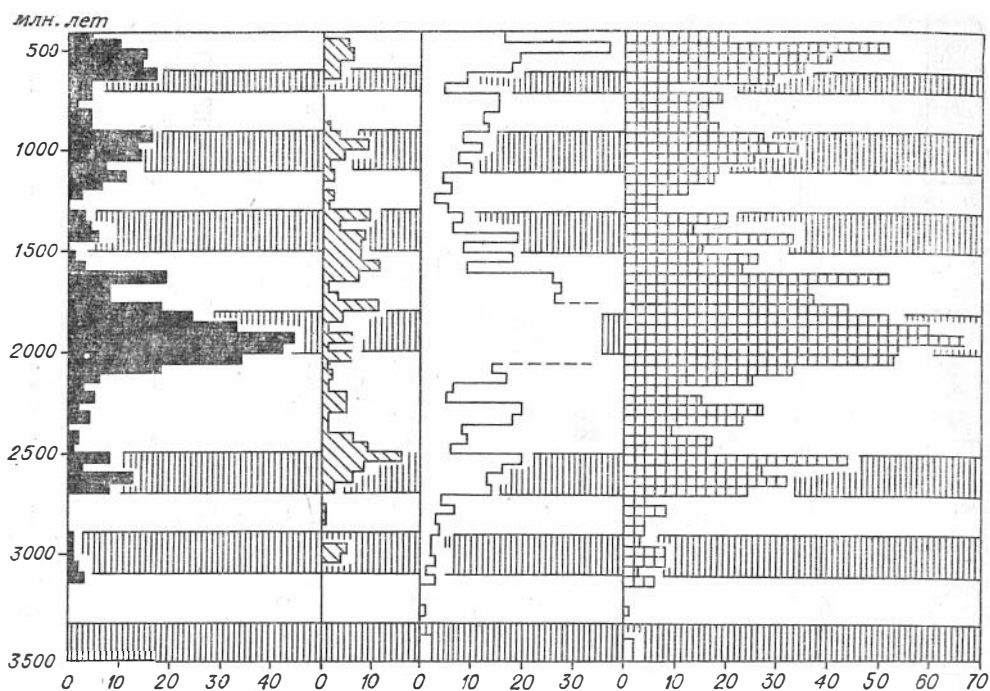


Рис. 44. Гистограммы значений возраста минералов и пород докембрия по данным различных методов (по материалам А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича, 1970). Усл. обозн. см. на рис. 43.

О связях гранитоидного магматизма и тектоники, выделяют 4 типа магматизма. Инъекционные гнейсы и гнейсогранитные конкордантные плутоны, чрезвычайно характерные для древнего докембрия, отнесены к типу синтетектонических («синорогенных»). Позднеорогенный («сининверсионный») тип тесно связан с развитием геосинклинали и включает в себя крупные гранитоидные плутоны, часто автохтонные. Третий тип магматизма — посторогенный («постинверсионный») — связан с орогенной стадией развития геосинклинальной области и проявлен не только на территории последней, но и за ее пределами, в соседних консолидированных ранее областях. Характерны крупные аллохтонные и частью автохтонные плутоны гранитного или гранитоидного состава в преимущественно интрузивных фациях. Наконец, «внегеосинклинальный» магматизм, проявляющийся в виде вулканоплутонических формаций, приповерхностных и гипабиссальных интрузивных тел и кольцевых комплексов, является «сквозьструктурным». Таким образом, гранитные интрузии не всегда связаны с завершающей складчатостью и имеют различную структурную позицию. На протяжении развития складчатой области формируются гранитоидные интрузии разных стадий. Этот процесс охватывает значительные промежутки времени и не сводится к одному «циклу».

Признание глобального характера цикличности логически ведет к выводу об изменениях тектонического режима в области проявления диастрофизма. Если в платформенных областях такие изменения могут быть несущественными, то в геосинклинальных должны выражаться отчетливо. Между тем Л. И. Салоп (1973), отстаивающий концепцию цикличности, неоднократно указывал, что разделенные эпохой диастрофизма толщи залегают без всякого несогласия (см. с. 117). Существование «сквозных» геосинклинальных комплексов, отвечающих сумме нескольких циклов, в рамках концепции не объясняется. Из

рис. 45, составленного на основе таблицы Л. И. Салопа (1973, табл. IV), видно, что районы, в которых диастрофизм не вызвал изменения режима, не являются редкостью. Вряд ли удовлетворительным можно признать разъяснение Л. И. Салопа (1973, с. 24), что «в таких районах разрезы осадочных толщ будут непрерывны, но, как показывают наблюдения, и в них часто будут в той или иной форме (разрядка моя.— Ч. Б.) запечатлены следы тектонических событий (смена типа осадконакопления, размыты и пр.)». Разумеется, в любом районе планеты любой момент истории выражен в той или иной форме, но именно форма выражения позволяет нам классифицировать явления.

В силу названных причин у многих стратиграфов возникают серьезные сомнения в корректности процедуры синхронизации «орогенных» процессов. О. Шиндевольф (1975, с. 76) по этому поводу пишет: «Одновозрастность и корреляцию орогенных процессов установить невозможно даже в масштабе континентов не говоря уж о масштабах всего земного шара».

При обосновании существования планетарных анорогенных эпох В. П. Казаринов (1973) приводит литологическую характеристику отвечающих им толщ, подчеркивая, в частности, высокую зрелость терригенных пород. При этом опять-таки характеристика дается «в среднем», без учета латеральной структурной зональности. Зональность сводится к упрощенному ряду суша—море, который даже не отвечает ряду континент—океан. Между тем известно уменьшение степени зрелости пород в геосинклиналях за счет внутренних источников питания. Этот фактор в построениях В. П. Казаринова не отражен. Кроме того, следует упомянуть об одной интересной и, по-видимому, специфической черте докембрия—чрезвычайно широком распространении зрелых пород по всему разрезу многогеосинклинальных, платформенных, а иногда эвгеосинклинальных комплексов. Даже толщи, гомологичные орогенным формациям фанерозоя и отвечающие заключительным стадиям развития геосинклинальных областей, обычно представлены фалаховой формацией, сложенной преимущественно кварцевыми песчаниками, которые В. П. Казаринов относит к индикаторам анорогенных эпох. Эта особенность докембрия давно замечена, и к ее объяснению привлекаются различные палеогеографические гипотезы, вплоть до качественной оценки высоты приливов в докембрийском океане (Pettijohn e. a., 1972; и др.).

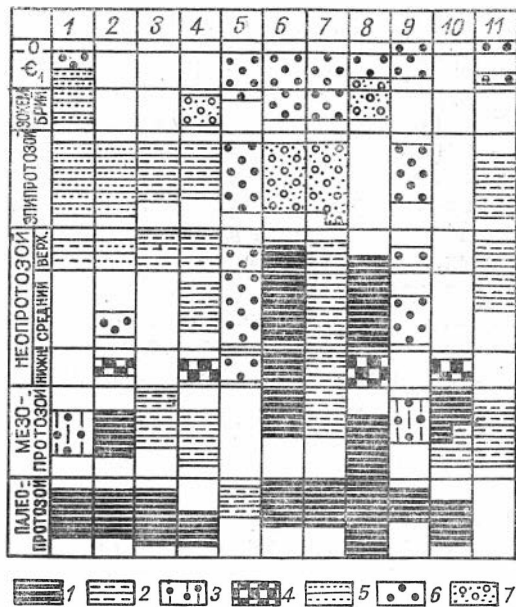


Рис. 45. Распространение различных формационных типов отложений в некоторых разрезах докембрия континентов северного полушария (по Л. И. Салопа, 1973).

Типы формаций: 1 — эвгеосинклинальные; 2 — многогеосинклинальные; 3 — протоплатформенные; 4 — тафрогенные, субэвральные, осадочно-вулканогенные; 5 — многогеосинклинальные, переходные к платформенным; 6 — платформенные; 7 — орогенные. Расположение разрезов: 1, 2 — Балтийский щит (1 — северная часть Норвегии, 2 — центральная часть Швеции); 3, 4 — Уральская складчатая область (3 — Приполярный Урал, 4 — Южный Урал, Башкирский антиклинорий); 5—7 — Сибирская платформа (5 — Оленекское поднятие, 6, 7 — Енисейская антеклиза: 6 — западный и 7 — восточный пояса); (8) — Байкальская складчатая область (Верхне-Ангарский и Северомуйский хребты); 9, 10 — Канадско-Гренландский щит (9 — провинция Слейв, залив Батерст, 10 — южная часть, район Ивитуту); П — Восточно-Гренландская складчатая область, Земля Кронпринца Христиана.

Привлечение к обоснованию цикличности данных астрономии (Балуховский, 1966; Панкуль, 1968; и др.) имеет два серьезных недостатка. Во-первых, до сих пор не ясно, какие именно космические факторы обнаруживают резонанс с эндогенными процессами. Число факторов, выявленных на сегодняшний день, огромно, и они имеют разную периодичность. Многие исследователи пытались связать эти факторы единым законом, определив коэффициент для перехода от одного порядка циклов к другому. Однако предлагаемые коэффициенты существенно различны, и ни один из них не имеет преимуществ перед другими. Во-вторых, все сопоставления продолжительности «земных» и космических циклов основаны на постулате о неизменной скорости радиоактивного распада. Геологи уже давно высказывали сомнения в справедливости этого постулата, в тождестве астрономического года радиометрическому, в постоянстве величины астрономического года (Холмс, 1967; и др.). В последние годы эти сомнения усилились, поскольку постулат вошел в противоречие с наблюдениями над структурно-текстурными особенностями верхнедокембрийских толщ (Келлер, 1973б; и др.). Все чаще появляются высказывания о «загадке радиоактивных часов». Поэтому пока «мы не располагаем надежными данными, которые позволяют вывести какую-либо закономерность в сохранении длительности тектонических эпох (идея о равной величине «циклов») или об ускорении событий во времени (сокращении длительности циклов... с полной повторяемостью главных этапов каждого цикла)» (Богданов, 1969, с. 7).

М. А. Семихатов (1974, с. 23), критикуя наши и других геологов «априорные утверждения о том, что в докембрии (по аналогии с фанерозоем) не существовало синхронных планетарных событий», рассматривает как пример доказательства справедливости противоположного вывода работу А. А. Моссаковского (1968). А. А. Моссаковский показывает, что горообразовательная стадия в каледонидах и варисцидах Евразии «начинается практически одновременно во всех геосинклинальных областях данного возраста, независимо от того, как далеко они расположены относительно друг друга» (1968, с. 136). Признавая полную справедливость этого вывода, обратим внимание лишь на два момента. Во-первых, в рассматриваемом примере речь идет о едином историко-геологическом элементе — новообразованном орогенном (горном) поясе, хотя он и имеет огромные размеры и наложен на неоднократное складчатое основание. За его пределами (например, в Аппалачах, в Лахланской области Австралии) горообразование запаздывает. Во-вторых, в примере рассматривается очень сложная для определения граница силура и девона, положение которой в случае смены морских отложений континентальными вряд ли вообще может быть установлено с точностью, превышающей отдел хроностратиграфической шкалы. Не случайно А. А. Моссаковский говорит о «практической одновременности» смены стадий, хотя на приводимой им схеме она жестко привязана к границе силура и девона.

Все сказанное ни в коей мере не ставит под сомнение известную периодичность развития Земли, возможную планетарность некоторых событий (например, усиление или ослабление вулканической деятельности), вероятность их синхронного (с определенной точностью) проявления на разных континентах. Было бы просто неверным отрицать, что в развитии планеты чередуются периоды относительного покоя и периоды усиления тектонической деятельности. Такие периоды фиксируются в развитии любой тектонической зоны и, по аналогии, присущи, вероятно, развитию всей Земли. Но проведенный анализ приводит нас к двум, как представляется, важным выводам.

1. Характер планетарной периодичности (цикличности) в докембрии до сих пор не может считаться установленным. Существующие

методы ее выявления недостаточно учитывают структурную зональность континентов (не говоря уже об океанах, вообще не фигурирующих в построениях!), стадийность развития отдельных зон и обычно абсолютизируют этапы развития конкретных объектов. Для анорогенных и орогенных эпох из-за недостатков методов намечаются самые разнообразные и противоречивые границы. Стадийность развития конкретных структурных зон не укладывается в общую схему цикличности. Процессы диастрофизма протекают в литосфере и астеносфере непрерывно. Планетарная цикличность может выражаться лишь в изменении их интенсивности. Но для оценки этого явления нужны точные методы типа объемного метода А. Б. Ронова (1949) с коррективами в свете критических замечаний Н. М. Страхова (1970). В настоящее время такие методы для докембрия еще не разработаны, а из-за трудностей корреляции докембрийских толщ отсутствует и объективная основа для их применения.

2. Представления о планетарной цикличности не могут быть методической основой для изучения докембрия. Стремление связать этапы развития конкретных структурных областей с фазами заранее выделенных циклов ведет к логическому кругу. Концепция планетарной цикличности в современной форме нивелирует разнообразие тектонических проявлений и, следовательно, препятствует их глубокому познанию. В общем плане заметим, что цикличность представляет собой явление, которое следует изучать, но не принцип, который можно положить в основу изучения явлений.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТониКИ ДОКЕМБРИЯ

Структурные связи континентов давно привлекают внимание исследователей. Вещественное сходство комплексов, продолжение структурных областей на акватории прилежащих шельфов при срезании их береговой линией и полосой континентального склона, близость истории развития участков различных континентов, разделенных в современной структуре огромными океаническими пространствами, эти и многие другие данные говорят о наличии прямых связей между континентами на домезозойском этапе развития Земли. Это явление признается ныне всеми исследователями.

Еще Э. Зюсс отметил черты большого сходства платформ южного полушария и Индии, объединив их в гипотетический континент (суперплатформу) Гондвану и противопоставив ей Лавразию, объединяющую континенты северного полушария. Не отрицают известного единства в строении и развитии платформ южного ряда и геологи, ставящие под сомнение существование Гондваны как единого континента (Штрейс, 1964; и др.).

Среди геологов, признающих бывшее существование Гондваны как единого континента, оживленно дискутируется вопрос о механизме ее распада. В концепции фиксизма для объяснения этого процесса привлекаются представления о базификации земной коры на огромных площадях молодых океанов. Исследователи, принимающие концепцию мобилизма, вслед за А. Вегенером, связывают распад Гондваны с дрейфом континентов. Ясно, что структурные связи континентов на ранних этапах развития планеты при этом оцениваются неодинаково. Если молодые океаны действительно представляют собой участки базифицированной коры древних континентов, то структурное соответствие побережий разделенных ими континентов не обязательно. Напротив, приняв концепцию дрейфа континентов, мы обязаны предполагать полные структурные аналогии этих побережий, объединение фрагментов структурных зон в единые области и даже примерное совпадение границ таких областей на

палинспастических схемах, восстанавливающих взаимное расположение континентов до начала дрейфа.

В последние десятилетия идеи мобилизма получают все большее распространение, особенно в связи с развитием гипотезы «новой глобальной тектоники» (тектоники плит и спрединга океанического дна). Исследования проводятся с применением широкого комплекса методов — геофизических, палеомагнитных, палеонтологических, палеоклиматических и т. д. Эти независимые друг от друга методы дают сходимые результаты, как будто подтверждающие дрейф континентов.

Редко при такого рода анализе в сфере внимания геологов привлекаются докембрийские образования. Это легко объяснимо, если учесть, что докембрийские толщи, как давно замечено, обнажены на «вздернутых» окраинах континентов, что именно они слагают широкие области на платформах южного полушария. Далеко не все методы указанного комплекса применимы к изучению докембрия. Поэтому ведущую роль приобретает структурный метод, основанный на аналогиях. Наряду с ним оказывается возможным применение радиометрических методов (Hurley e. a., 1967), а в ограниченных масштабах — и палеомагнитного (Briden, 1773; Irving e. a., 1974; Irving, Lapointe 1975; и др.).

Построения проводятся на различных топографических основах, методика построения которых в общих чертах сходна (Борукаев, 1970а). При восстановлении взаимного расположения континентов в палеозое избирается современная изобата, по которой контуры окраин континентов, разделенных океаном, обнаруживают наибольшее сходство. Затем эти контуры совмещаются. Старые палинспастические реконструкции (А. Вегенер, Л. Кинг, К. Тейхерт и др.) основывались на качественной оценке сходства контуров. В первой половине 60-х годов в Кембриджском университете под руководством Э. Булларда (Bullard e. a., 1965) разработана специальная программа, по которой на ЭВМ выбрана оптимальная изобата (500 фатом = 910 м). По этой изобате было произведено совмещение континентов. Составленная топооснова получила широкую известность, и ныне большинство палинспастических построений осуществляется с ее применением (Smith, Hallam, 1970; Hurley e. a., 1967; Crawford, 1971; Башарин и др., 1973а; и др.).

Как известно, наибольшее соответствие обнаруживают контуры атлантических побережий Африки и Южной Америки. Именно этот факт в первую очередь привел А. Вегенера к гипотезе о дрейфе континентов. К вопросам соотношения структуры названных континентов геологи обращаются довольно часто. Группа северо- и южноамериканских геологов проанализировала размещение радиометрических датировок в фундаментах Африканской и Южно-Американской платформ в зоне предполагаемого сочленения (Hurley e. a., 1967) и пришла к выводу о почти полной идентичности возраста эбурнейской складчатости датировкам некоторых толщ противоположащих частей Южно-Американской платформы. Вторая группа цифр отвечает панафриканскому омоложению и кариийскому «циклу» Бразилии. На палинспастической основе пояса разновозрастных пород переходят один в другой через полосу сочленения. Авторы полагают, что полученные данные укрепляют позиции гипотезы дрейфа, хотя и оговаривают недостаточность фактов для определенного вывода.

Действительно, при нечеткости границ зон омоложения и неоднозначности геологической интерпретации радиометрических данных для подтверждения выводов нужны более веские аргументы. Н. А. Берзин и Б. М. Чиков (Башарин и др., 1973а) сопоставили главные структурно-вещественные комплексы обоих континентов. В Африке и Южной Америке применяются разные геохронологические шкалы, поэтому прямая возрастная корреляция комплексов оказалась весьма условной, хотя последовательность толщ и событий в общих чертах обнаружила сход-

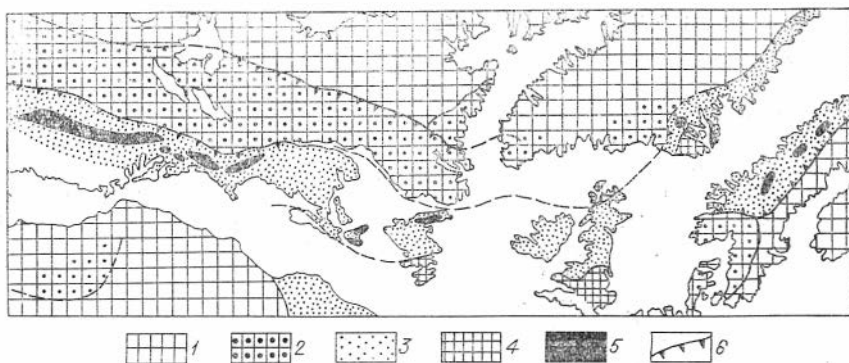


Рис. 46. Схема строения Грампианского геосинклинального пояса на палинспастической основе.

1 — древние платформы; 2 — зоны диасхизиса в фундаментах древних платформ; 3 — геосинклинальные складчатые области; 4 — срединные массивы в геосинклинальных складчатых областях; 5 — выступы кристаллического фундамента в тектонических окнах и антиклинариях; 6 — крупнейшие надвиги.

ство. Такое сходство является лишь косвенным доводом в пользу наличия прямых связей, так как может трактоваться и с позиций прохождения всеми континентами тождественных планетарных циклов. Поэтому большое значение имело бы непосредственное сочленение областей распространения однотипных комплексов в пограничной полосе. Такого сочленения не обнаружено, но в структуре побережий экваториальной Африки и северо-востока Южной Америки наблюдается известная близость. Н. А. Берзин и Б. М. Чиков полагают, что для окончательных выводов необходимы дополнительные реконструкции с привлечением представлений об экваториальном левом сдвиге Африки. Если этот последний вывод о наличии сдвига подтвердится, докембрийская структура Африки будет уточнена.

Б. А. Шуберт (Choubert, 1967) составил на палинспастической основе тектоническую схему для территории всех континентов, прилежащих к Атлантическому океану. Главное внимание он также уделит докембрийским образованиям, среди которых выделены комплексы пяти «мегациклов» и зоны омоложения. Показаны прямые структурные соответствия Гвианского и Гвинейско-Либерийского щитов, зон омоложения Бразилии и экваториальной Африки. Однако еще не отмечены, в частности, аналогии пояса Гренвилл с областью южной оконечности Гренландии. На схеме ясно выявляется единство Грампианско-Аппалачского геосинклинального пояса, отнесенного к «зондам» (фанерозондам).

Изучению докембрия геосинклинальных складчатых поясов на палинспастической основе уделяется меньше внимания, чем анализу структуры платформенных областей. Это связано с относительно плохой обнаженностью докембрия на территориях поясов, на большей части площади закрытых фанерозоем. Обычно районирование верхнедокембрийского этажа осуществляется довольно грубо, границы районов намечаются приблизительно. Реконструкции затруднены широко развитыми, иногда шарьяжными, явлениями. Так, А. В. Пейве (1974) приводит убедительные данные в пользу аллохтонного залегания эвгеосинклинального комплекса Грампианского пояса на метаморфизованном миеосинклинальном верхнем докембрии — нижнем палеозое Пидмонта. Среди полей аллохтонных чешуй нередко обнаруживаются тектонические окна. Следует отметить, что эвгеосинклинальный комплекс залегает на довольно обширных площадях, тогда как зоне «корней» шарьяжей иногда соответствуют весьма узкие зоны (например, «центральный мобильный пояс» Ньюфаундленда). Поэтому реконструкции с вы-

делением эв- и миогеосинклинальных зон в настоящее время не проведены, и вопрос приходится решать в общих чертах (рис. 46).

Своеобразный опыт применения палинспастических реконструкций к изучению докембрия предпринят В. В. Волковым и Л. М. Парфеновым (1970). В верхнем докембрии Алтае-Саянской области они выделили три типа разрезов — карбонатный, терригенный и сланцево-вулканогенный. Структура области определяется линейными терригенными и сланцево-вулканогенными поясами и разделяемыми ими изометричными «карбонатными геосинклиналями». Последние, видимо, заложены на остаточных массивах, возникших в результате дробления жесткого фундамента. Обратив внимание на сходство контуров блоков, разделенных поясами, В. В. Волков и Л. М. Парфенов предположили, что сами пояса возникли в результате раздвижения массивов. На составленной палинспастической основе блоки были сдвинуты и, в общем, плотно прилегли друг к другу, образовав компактную область. Это является доводом в пользу предполагаемого происхождения терригенных и сланцево-вулканогенных зон. Авторы полагают, что основным механизмом в формировании структуры в позднем докембрии было взаимное раздвижение Сибирской и Китайской платформ, при котором первая испытывала вращение по часовой стрелке, а вторая — против.

Важные моменты были установлены нами в ходе анализа на палинспастической основе структуры докембрия южной части Тихоокеанского кольца (Башарин и др., 1973а). Рассмотрим этот пример.

Геосинклинальные области Аделаида и Тасманская Австралии, Росская Антарктиды и Андская Южной Америки группируются на палинспастической основе в один крупный геосинклинальный пояс. Структурные связи этих областей отмечались давно, на основании чего в современной структуре и выделяется южная часть Тихоокеанского кольца (Штилле, 1964), или «кольцо Гондваны» (Соболевская, 1966). Палинспастическая основа позволяет уточнить эти связи, выявить закономерности фланговых сочленений геосинклинальных областей и детализировать представления о структуре докембрийских образований пояса.

На стереографической палинспастической основе пояс приобретает прямолинейные (в первом приближении) очертания, а его апофизы образуют строгую геометрическую систему (рис. 47). В пределах пояса выделяются две зоны, существенно отличающиеся строением, — внешняя (прилежащая к Гондване) и внутренняя.

В Австралии крайний член внешней зоны выделяется в качестве геосинклинали Аделаида. Это область распространения средне- и верхнерифейского карбонатно-терригенного комплекса большой мощности (12—15 тыс. м), резко несогласно наложенного на дорифейское складчатое основание. Свидетельством крупной структурной перестройки в основании комплекса является наличие в пределах геосинклинали Аделаида крупных массивов, «обтекаемых» складчатыми зонами рифейского этажа. Достоверно установлен один из этих массивов (Брокен-Хилл), существование других предполагается по косвенным данным в области мощного мезозойского чехла Большого Артезианского бассейна. На фланге (в современной структуре на севере) геосинклиналь Аделаида, по-видимому, слепо заканчивается, сочленяясь торцом по крупному разрыву Дайамантина с областью досреднерифейской консолидации (складчатая система Маунт-Айза, массив Джорджтаун-Эйнасли). В последнее время, правда, появилось мнение о продолжении геосинклинали к северу, в районы западнее Маунт-Айзы.

На другом фланге геосинклиналь Аделаида переходит в Росскую геосинклинальную область Антарктиды. Здесь верхний докембрий представлен однообразной ритмичной сланцево-граувакковой толщей флишоидного типа, близкой по строению к группе Уиллена — верхней

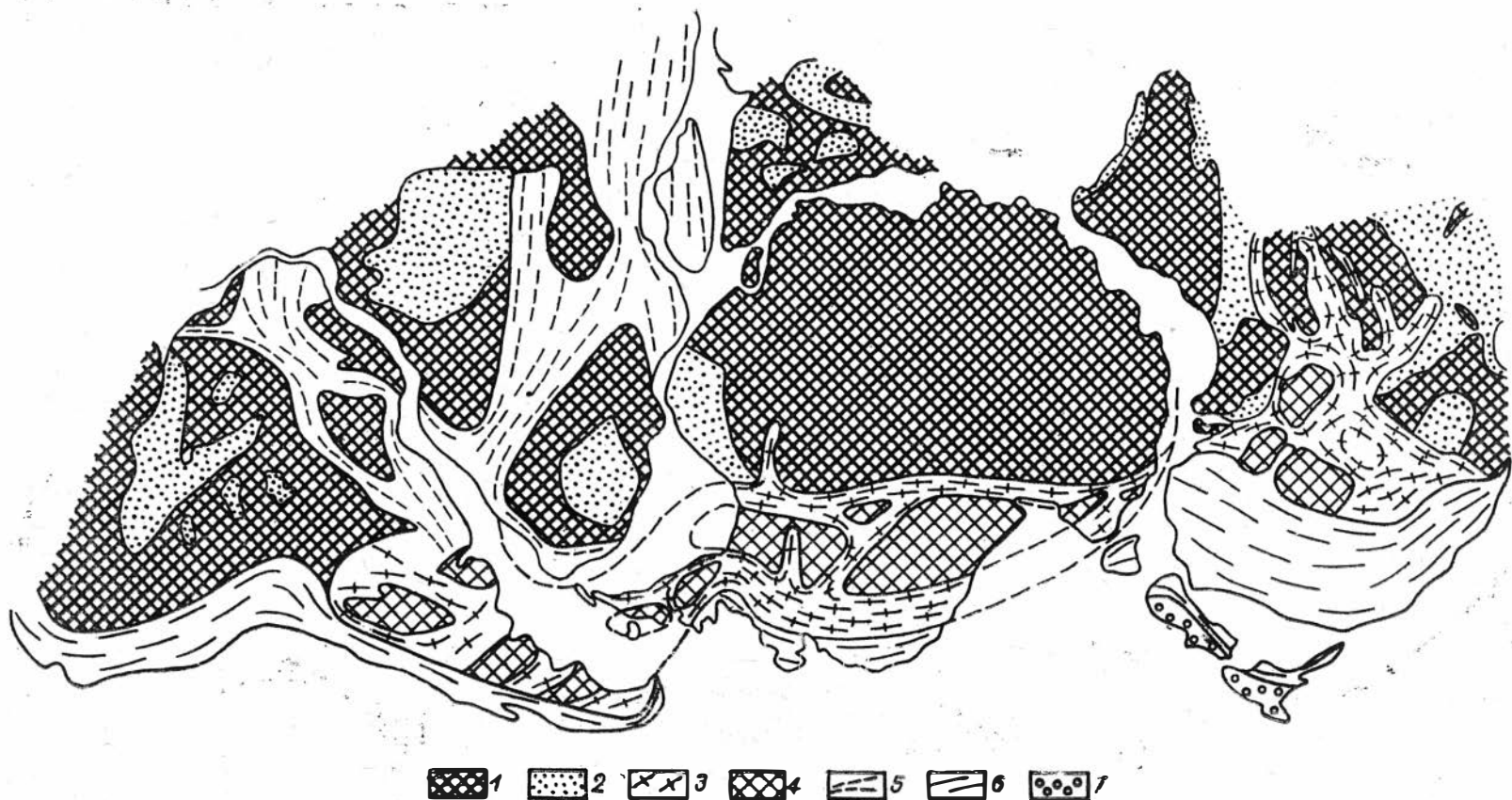


Рис. 47. Схема, демонстрирующая структурные связи рифейских структурных элементов южных континентов (на палинспастической основе).
 Платформенные области: 1 — выступы фундамента; 2 — плиты. Геосинклинальные пояса: 3 — внешние зоны, 4 — выступы фундамента; 5 — зоны диасхизиса и интракратонные складчатые пояса; 6 — внутренние зоны; 7 — области предполагаемого отсутствия докембрийских комплексов.

единице комплекса Аделаида. Как и в геосинклинали Аделаида, нижнекембрийские карбонатные отложения перекрывают докембрий согласно или с небольшим размывом. Последняя складчатость относится к середине кембрия — ордовика. В пределах области также предполагается наличие массивов, «обтекаемых» верхнедокембрийскими складчатыми зонами. Один из них расположен на Берегу Отса, другой — под шельфовым ледником Росса. Все они, по-видимому, вытянуты вдоль пояса в отличие от изометричных и беспорядочно расположенных массивов геосинклинали Аделаида.

На Антарктическом полуострове общее простирание пояса несколько изменяется — он отклоняется от Гондваны, поэтому его продолжение в Южной Африке не улавливается. Предполагается, что складчатые рифейские образования присутствуют в области Капид, но они имеют платформенный характер.

Продолжение пояса устанавливается в Южной Америке, где он вновь приобретает простирание, близкое к общему. Верхнедокембрийские образования, данные о которых немногочисленны, представлены глинистыми, хлоритовыми и серицитовыми сланцами, филлитами, кварцитами и песчаниками. Среди полей развития этих отложений в Аргентине и (?)Парагвае выделяются массивы, сложенные более глубокометаморфизованными породами — гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами и амфиболитами. По возрасту этот комплекс, возможно, является афебским или даже доафебским. Таким образом, и на этом участке пояса в его внешней зоне расположены массивы (Десеадо, Патагонский, Тандильский, Пампинский). В целом они вытянуты вдоль пояса, однако оси большинства массивов расположены к простиранию пояса под некоторым углом. На участке сочленения с Гвианским щитом внешняя зона слепо заканчивается, срезаясь крупным разрывным смещением.

Внутренняя зона пояса изучена еще недостаточно. Докембрийские отложения здесь обнажены на немногочисленных изолированных участках, но большей частью скрыты под фанерозоем. В Австралии внешняя зона представлена Тасманской геосинклинальной областью. По-видимому, на всей ее территории развита верхнерифейская граувакково-сланцевая толща, выходы которой достоверно установлены на о. Кинг, в Тасмании, о. Южном Новой Зеландии и предполагаются в Квинсленде. От внешней зоны пояса внутренняя отделяется полосой разломов. На фланге пояса она протягивается значительно дальше внешней зоны, окаймляя массив Джорджтаун-Эйнасли, прослеживается вдоль восточного побережья Кораллового моря и замыкается, вероятно, лишь в зоне Каролинского угла Г. Штилле (1968).

Продолжение внутренней зоны на другом фланге захватывает территорию о. Тасмания. Далее зона непосредственно не прослеживается, но может быть условно намечена в прибрежной полосе Земли Мэри Бэрд. Для этого района Антарктиды, как и для южных частей Тасманской области (Новый Южный Уэльс), характерно широкое развитие кайнозойских платобазальтов. Выходов докембрия здесь нет. Граница внутренней и внешней зон пояса, видимо, протягивается конвергентно границе внешней зоны с платформой, если судить по простираниям молодых зон. В этом случае она должна изгибаться вдоль западного побережья Антарктического полуострова и выходить к берегам Южной Америки в районе Огненной Земли. В Южной Америке внутренняя зона геосинклинального пояса вытянута вдоль Анд.

Тыльная часть внутренней зоны геосинклинального пояса обычно погружена под уровень моря, так что судить о переходе зоны к талассократону трудно. Однако в пределах о. Южного Новой Зеландии восточнее Альпийского сдвига и на продолжении этой полосы на о. Северном по некоторым признакам (Landis, Coombs, 1967; Kingma, 1957)

можно предполагать отсутствие сиалических комплексов докембрия. Здесь располагается типичная мезозойская талассогеосинклиналь. Отсутствие подобных образований в континентальных блоках Антарктиды и Южной Америки — это довод в пользу сплошного распространения докембрийских толщ во внутренней зоне вплоть до склонов этих континентов.

Очень интересно расположение на палинспастической основе авлакогенов, отвечающих от внешней зоны. Большинство их ориентировано параллельно друг другу и перпендикулярно к главному простираению пояса. Определенно выявляется авлакогенная природа прогиба («трога») Канманту, связанного с геосинклиналью Аделаида и расположенного на участке ее сочленения с Росской геосинклиналью. Аналогичным образом ориентирован авлакоген в районе ледника Рековери в Антарктиде. По-видимому, к прогибам этого типа близок прогиб, пересекающий массив Фильхнера. Во всех этих прогибах развиты толщи, близкие по составу к комплексам внешней зоны, а складчатость примерно синхронна складчатости во внешней зоне (нижний палеозой) и гораздо моложе таковой в смежных участках щитов и массивов.

Близ каждого из фланговых замыканий внешней зоны располагается серия апофиз. В Австралии это прогибы Оффисер, Амадиес и Джорджина. Прогиб Амадиес ориентирован примерно перпендикулярно к общему простираению пояса, а прогибы Оффисер и Джорджина расположены по отношению к нему симметрично — их оси составляют с осью прогиба Амадиес около 35° . В подобную же систему организуются на палинспастической основе рифейские интракратонные складчатые ветви Уругвайско-Бразильской области Южной Америки и Экваториальной и Юго-Западной Африки.

Обнаруживается хорошее соответствие в строении участков платформ, прилежащих к «стыкам» континентов. Вдоль побережий Антарктиды и Австралии на участке их предполагаемого соединения развиты глубокометаморфизованные (амфиболитовая и гранулитовая фации) породы — гнейсы и кристаллические сланцы. Широко представлены чарнокиты. В Австралии устанавливается доафебский (архейский) возраст этих толщ (щит Йилгарн). Возраст гнейсовых толщ соответствующей части Антарктиды определяется менее надежно тоже как архейский (Равич, 1968), хотя радиометрические определения дают, как правило, значительно «омоложенные» раннепалеозойские значения. Одна из немногих в Антарктиде «древних» цифр получена именно на этом участке сочленения Rb-Sr методом в гнейсах амфиболитовой фации Земли Адели (Bellair, Delbos, 1962; 1530—1545 млн. лет). Аналогичные цифры, полученные тем же методом, весьма характерны для гранитов и вмещающих их гнейсов и сланцев щита Голер Южной Австралии (Compston, Arriens, 1968), который по схеме противостоит Земле Адели.

Среди выходов ниже- и среднедокембрийских пород Восточной Антарктиды обнаружен лишь один участок распространения отложений верхнего докембрия в верховьях ледника Денмана. Конфигурация выхода точно не установлена, однако с большой вероятностью предполагается, что он приурочен к грабену (Климов, 1967), вытянутому вдоль ледникового трога. Грабен выполнен терригенной (песчано-аргиллитовой) красноцветной толщей. Возраст серицитовых сланцев определен в 550—600 млн. лет. На прямом продолжении грабена в Австралии располагается цепь прогибов Перт и Карнарвон, отделенных от щита Йилгарн разломом Дарлинг. Верхний докембрий в этих прогибах также представлен терригенными образованиями, прорванными дайками, которые лимитируют верхнюю границу толщ. Возраст даек определен в 560—590 млн. лет (Compston, Arriens, 1968).

Таким образом, структура рассмотренных звеньев южной части Тихоокеанского кольца на палинспастической основе существенно упо-

рядочивается и приобретает компактный вид. Границы геосинклинального пояса и платформенных блоков на флангах хорошо идентифицируются, сопоставляются и увязываются. Удовлетворительно решается вопрос о границе внешней и внутренней зон. Общие черты геосинклинального пояса могут быть суммированы следующим образом.

Отчетливо устанавливается эпикратонная природа внешней зоны. В пользу этого вывода говорит наличие в ее пределах большого количества древних массивов, распространенных на всем протяжении зоны. Миогеосинклинальный средне- и верхнерифейский комплекс представлен карбонатно-терригенными толщами. Весьма небольшое распространение имеют вулканогенные образования и отсутствуют складчатые гранитные батолиты. Характерна виргация осей складок в ясной зависимости от расположения массивов. На границе с платформенными областями развиваются апофизы пояса в виде авлакогенов и другого типа зон. Заключительная складчатость относится к раннему палеозою.

Внутренняя зона сложена терригенными толщами без заметного участия карбонатных и вулканогенных пород, но широко развиты фанерозойские гранитные интрузии. (Заметим, что в Южной Америке вещественные различия зон несколько нивелируются). Складчатость подчинена общему плану, существование древних массивов не установлено. Однако наличие в тыльной части зоны границы с полосой талассогеосинклиналей (Новая Зеландия, Панамский перешеек) и косвенные признаки позволяют полагать, что и внутренняя зона, подобно внешней, возникла на раздробленном сиалическом основании, только в большей мере переработанном и погруженном. Наложение авлакогена Канманту на внешнюю зону, а также слепое окончание внешней зоны на флангах пояса свидетельствуют об «агрессивном» характере внутренней зоны и, вероятно, ее относительной молодости. Подобные возрастные соотношения внешней (более древней) и внутренней (более молодой) зон существуют, видимо, и в Грампианском геосинклинальном поясе, хотя на данной стадии изученности не могут быть отчетливо продемонстрированы. Особенность Грампианского пояса, отличающая его от Тихоокеанского, — некоторая симметрия относительно эвгеосинклинальной (внутренней) зоны.

Изучение тектоники докембрия может в то же время служить и способом оценки палинспастических топооснов, поскольку этот метод не зависит от метода построения таковых, основанного на аналогиях батиметрических контуров. В частности, равноправные с точки зрения методики построения основы Э. Булларда и др. (Bullard e. a., 1965), с одной стороны, и П. Н. Кропоткина (1967), с другой, существенно различны с геологических позиций. На схеме Э. Булларда и других неудачно решен вопрос о положении Индостана. Структура докембрия одноименной платформы не обнаруживает никаких структурных связей с побережьем Антарктиды, около которой она помещена. На схеме П. Н. Кропоткина Индостан размещен у берегов Западной Австралии. Структура докембрийских образований этих районов детально проанализирована А. Кроуфордом (Crawford, 1970). Он показал аналогии щитов Пилбара и Сингххума, Йилгарн и Южно-Деканского, сходство и совмещение на палинспастической основе поясов диасхизиса Восточных Гат и Дарлинг. Впадине Куддапах можно сопоставить прогиб Бреснахан.

Э. Буллард и другие указывают, что вопрос о расположении Индостана они решили условно с целью закрытия «зияния» океанической коры на других основах между территориями Африки и Антарктиды. На схеме П. Н. Кропоткина это «зияние» остается. Однако П. Н. Кропоткин (устное сообщение) вполне справедливо полагает, что оно может быть заложено блоками с континентальной корой, ныне рассеянными в западной части Индийского океана. Наличие таких крупных по-

груженных сиалических блоков здесь очень вероятно (Лучицкий, 1973) в свете обнаружения на Сейшельских островах и островах Кергелен и Святого Павла кислых магматических пород.

Подведем итоги. Концепция мобилизма, получающая все большее подтверждение в ходе исследований последних десятилетий, не может не учитываться при изучении тектоники докембрия. Одним из важных методов анализа докембрийской структуры становятся палинспастические построения. В ходе анализа эта структура существенно упорядочивается, а в результате — появляются новые интересные выводы. В их числе можно отметить представления об экваториальном сдвиге Африки, связи зон радиоактивного омоложения с окраинами континентов, авлакогенной природе прогиба Канманту и «агрессивном» характере Тасманской геосинклинали.

С другой стороны, изучение тектоники докембрия континентов помогает уточнять палинспастические реконструкции и их оценивать. Данные по структуре докембрия не могут явиться решающим аргументом, но они скорее подтверждают гипотезу дрейфа континентов, чем противоречат ей.

В заключение кратко коснемся вопроса, поставленного сравнительно недавно в связи с развитием концепции новой глобальной тектоники. Эта концепция «предусматривает актуалистический подход к изучению явлений геологического прошлого, указывая на необходимость поиска в прошлом аналогов современных тектонических и главным образом геодинамических обстановок» (Зоненшайн, Ковалев, 1974). Ныне все палинспастические реконструкции проводятся на основах, показывающих размещение континентов в начале мезозоя, до начала мезозойского дрейфа. В то же время в докембрии широко развиты комплексы, сопоставляемые с вулканогенными толщами современных островных дуг. К числу таких комплексов относятся киватинские толщи, выполняющие зеленокаменные пояса (Anhaeusser e. a., 1969; Anhaeusser, 1973; и др.). Актуалистический подход логически приводит к выводу о непрерывности дрейфа на протяжении всей истории Земли.

Палеомагнитные данные не дают однозначного ответа на поставленный вопрос. Р. Фейсер (Fager, 1974), рассчитав предварительную траекторию полюса для интервала 2400—575 млн. лет, отмечает различие траекторий для разных континентов и приходит к выводу об их независимых перемещениях. В согласии с этим выводом находятся данные Х. Сполла (Spall, 1973), указывающего на независимый дрейф Северной Америки, Западной Европы, Восточной и Южной Африки в позднем докембрии. Э. Ирвинг с соавторами (Irving e. a., 1974) даже оценивают величину дрейфа провинции Гренвилл в позднем докембрии цифрой 5 300 км.

С другой стороны, Дж. Пайпер и др. (Piper e. a., 1973) склоняются к мнению о единстве Африки и Южной Америки в интервалах 2300—1900 и 900—500 млн. лет назад и неизменности взаимного расположения Африки и Северной Америки в интервале 1400—1000 млн. лет назад. Дж. Саттон и Ж. Уотсон (Sutton, Watson, 1974) считают, что все кристаллические массы в протерозое двигались как единая пластина относительно полюса. При этом они ссылаются также на данные палеомагнитных исследований. М. Мак Уильямс и Д. Данлоп (Mc Williams, Dunlop, 1975) подвергают сомнению значительные горизонтальные перемещения провинции Гренвилл и не находят признаков движений плит в Северной Америке до рубежа 1000 млн. лет.

А. и Ц. Энгель (1973) на основании изучения структуры докембрия и геохимической эволюции континентов полагают, что единственным периодом дрейфа в докембрии был архей. Дрейф, основные эпизоды которого приурочиваются к рубежам 2500 и, возможно, 4000 млн. лет назад, привел к соединению островных дуг, междуговых бассейнов (ок-

раинных морей) и континентальных сегментов в один или два мегаконтинента. Распад мегаконтинентов произошел только в начале мезозоя. Такая точка зрения весьма привлекательна, тем более, что большинство разработываемых моделей докембрийского дрейфа (Talbot, 1974; Fife, 1974; и др.) относится именно к докембрийскому отрезку истории Земли.

Из изложенного видно, что на пути к решению поставленного вопроса сделаны лишь первые шаги. Разработка методов калинспастических реконструкций для ранних стадий развития планеты — задача будущего, и именно тектонике докембрия будет принадлежать решающее слово в ее выполнении.

К ВОПРОСУ О ТЕКТЕНИЧЕСКОМ МЕТОДЕ ПОСТРОЕНИЯ ОБЩЕЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ

Число геохронологических шкал докембрия в настоящее время достигает нескольких десятков. Существующие шкалы, как правило, противостоят друг другу в трактовке тех или иных рубежей, и ни одна из них не может претендовать на роль общепризнанной. Отсутствие общей шкалы затрудняет общение геологов, занимающихся исследованиями докембрия, а это часто приводит к взаимному непониманию.

В программе Международного геологического конгресса «Геологическая корреляция» предусмотрена разработка общих шкал как фанерозоя, так и докембрия. Шкала фанерозоя подлежит лишь уточнению основной которого избран биостратиграфический (зональный) метод (Соколов, 1970). Гораздо более сложным представляется положение с шкалой докембрия. Такую шкалу, по сути дела, надо создавать заново. Однако даже принципы ее построения и методологическая основа не являются общепринятыми и очень редко обсуждаются в литературе.

Расчленение докембрия было впервые проведено на Канадском щите. В его основе лежало представление о «главном» несогласии, разделяющем архей, прорванный лаврентьевскими гранитами, и залегающую выше слабометаморфизованную протерозой. Таким образом, единицы расчленения являлись подразделениями местной (литостратиграфической и т. п.) шкалы, различающимися по вещественному составу, степени дислоцированности и метаморфизма. Позже по аналогии с Канадским эталоном было проведено расчленение докембрийских толщ и других континентах. В связи с отсутствием метода хронологической корреляции такому разделению придавался структурный смысл, хотя при этом использовались термины, которые вошли в общую геохронологическую шкалу.

Напомним рекомендацию IV сессии МГК (1888 г.), принявшей решение о выделении «архейской группы»: «На картах, ввиду частой невозможности точного определения их возраста (курсив мой. — Ч. Б.) рекомендуется наносить эти отложения там, где разделение их возможно по их петрографическим типам (гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты и т. д.), но не в хронологических подразделениях» (Никитин, Чернышев, 1889, с. 141). К сожалению, эта рекомендация вскоре была забыта и большинство геологов стали придавать подразделениям местных шкал хроностратиграфическое значение.

Появление изотопных методов корреляции выявило ошибочность такой процедуры. Подразделения, выделенные в разных районах в качестве архей и протерозоя, оказались далеко не синхронными. Радиометрические датировки показали, что граница подразделений в разных шкалах проводится на самых различных уровнях в интервале от 170 до 3500 млн. лет, объем которого превышает длительность протерозоя во многих шкалах.

Можно было полагать, что «тектонический метод» создания общей

забыт. Однако этого не случилось. Приведем лишь несколько цитат из новых работ по геологии докембрия.

«Диастрофические циклы в докембрии являются одновременно четкими рубежами, разделяющими крупные естественные этапы геологической истории. Это дает основание считать тектонический принцип, принятый в настоящее время для расчленения древних образований, достаточно обоснованным и надежным в методическом отношении. По существу, он положен в основу выделения границ крупных подразделений почти во всех современных стратиграфических и геохронологических шкалах докембрия (Салоп, 1973, с. 23).

«В докембрийских отложениях ведущее значение приобретает трассирование тектономагматических рубежей, являющееся основой для выделения здесь крупных подразделений, ограниченных этими рубежами» (Келлер, 1975, с. 27).

«Время стабилизации докембрийских платформ отражает крупнейшие события перестройки плана структуры континентов, и поэтому они являются главнейшими моментами геологической истории земной коры. Эти рубежи геологической истории по времени консолидации платформ континентов и заложения новых подвижных зон являются опорными для корреляции докембрия разных континентов» (Семенов, 1970, с. 5).

Из этих цитат видно, что исследователи придают методу значение главного, если не единственного. В отношении расчленения конкретных разрезов на тектонической (точнее, структурно-формационной) основе все приведенные высказывания справедливы, но возможность корреляции на этой основе далеко не бесспорна. Поэтому рассмотрим вопрос в плане применимости тектонического метода для построения общей геохронологической шкалы докембрия. Для этого напомним некоторые положения, подробно рассмотренные в специальной статье (Борукаев, 1972).

Шкала (от лат. *scala* — лестница) является «системой величин, принятых для измерения или оценки той или иной величины» (Энциклопедический словарь, 1964, с. 669—670). Из определения вытекает, что единицы выбираются условно в соответствии с целевым назначением шкалы. Наряду с геохронологической шкалой в геологии используются и другие. Приведем в качестве примера только шкалу Мосса, применяющуюся для определения относительной твердости и состоящую из 10 минералов, условно принятых за эталоны.

В «Геологическом словаре» (1955, с. 163) геохронологическая шкала определена как «шкала, показывающая расположение в определенной последовательности и соподчиненности условных отрезков времени (эр, периодов, эпох, веков), на которые делится история Земли». Целевое назначение ее в таком смысле становится ясным из высказывания С. Н. Никитина и Ф. Н. Чернышева (1889, с. 138), признавших шкалу «искусственным построением, предназначенным для удобства усвоения предмета, для удобства группировки фактов и данных исследования — и не более того». Так же понимает роль шкалы Г. П. Леонов (1956, с. 10), считающий «способ относительного летоисчисления... основным рабочим методом как определения геологического возраста слоев осадочных горных пород, так и хронологической датировки любых событий геологического прошлого Земли». В этом аспекте шкала рассматривается как рабочий инструмент, как средство синхронизации толщ, которое позволяет проводить периодизацию истории Земли. Такая шкала полностью отвечает этимологии термина (шкала *s. str.*).

Иначе трактуют значение и роль геохронологической шкалы авторы положения «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура» (1965, с. 17), в котором дано следующее определение: «Геохронологическая шкала — это шкала относительного геологического времени. Длительность и последовательность отдельных отрезков этого времени определяются соответствующими историческими этапами развития Земли в их закономерной последовательности и взаимосвязях». Геохронологические подразделения рассматриваются как временные эквиваленты стратиграфических. «Стратиграфическая и

геохронологическая (геоисторическая) шкалы отражают в своей скупности (? — Ч. Б.) общий ход и результаты единого закономерного процесса формирования и развития литосферы во всей его сложности и противоречивости» (там же). Эти идеи вошли и в «Проект стратиграфического кодекса СССР» (1974, с. 5), где основной задачей стратиграфии признается «создание общей стратиграфической шкалы на основе периодизации геологической истории земной коры в целом». По мере так же определена общая стратиграфическая шкала в н. «Геологическом словаре» (1973, с. 419—420).

Исследователи, принимающие такую концепцию шкалы, считают ее отражением периодичности истории Земли, обобщают в ней результаты стратиграфических исследований. Подобная шкала s. lato (или, скорее говоря, о схеме) играет демонстрационную роль и в идеале является высшим стратиграфическим синтезом. Поскольку «шкала» синтезирует данные стратиграфических исследований, она не может служить основой этих исследований. Создание общей схемы периодизации действительно можно признать основной задачей стратиграфии, при этом необходим учет данных многих смежных отраслей геологической науки.

Как видно, изложенные взгляды на значение и роль геохронологической шкалы совершенно различны в принципе.

К какому из намеченных двух типов следует отнести существующую геохронологическую шкалу фанерозоя? Некоторые исследователи полагают, что шкала отражает «естественные этапы историко-геологического процесса» и основывается «на данных эволюции земной коры и органического мира» (Стратиграфическая ..., 1965, с. 16). Эта точка зрения нашла отражение в концепции «единой стратиграфической шкалы». В таком смысле геохронологическая шкала должна быть признана шкалой s. l.

Опыт стратиграфических исследований по мере расширения круга показал, что теснейшую взаимосвязь эволюции осадочной толщи с развитием органического мира не следует трактовать буквально. Выяснилось, что «этапы литогенеза» и «этапы развития органического мира» совпадают лишь в стратотипической области (провинктонической зоне), а границы подразделений, выделенных по различным признакам, в общем случае пересекаются. Этот факт учтен в стратиграфических кодексах всех стран, в том числе и в «Проект стратиграфического кодекса СССР» (1974). Предусматривается выделение двух типов шкал: литостратиграфической (местной, региональной, фацисологической, описательной и т. д.) и хроностратиграфической (общей, стандартной, временно-стратиграфической) и их хронологические эквиваленты. Геохронологическая шкала в этой трактовке является хронологическим эквивалентом хроностратиграфической, т. е. некой стратотипической последовательности. Роль хронологических эквивалентов литостратиграфических (местных) шкал остается неясной. Важно подчеркнуть, что при таком подходе не ставится вопрос о соотношении «единой стратиграфической» шкалы.

В большинстве кодексов выделяется также биостратиграфическая шкала, но ее отношение к двум названным оценивается по-разному. Обычно считается, что биостратиграфическая шкала отражает развитие органического мира и является основой для построения хроностратиграфической шкалы. Этот вопрос подробно рассмотрен в монографии Г. П. Леонова (1973—1974).

Г. П. Леонов, анализируя историю возникновения шкалы фанерозоя, убедительно показал, что в ее основу положены некоторые литостратиграфические (геоисторические) подразделения, принятые за стратотипы. В тех случаях, когда разрезы были удалены друг от друга, последовательность подразделений в общей шкале устанавли-

нение осадочной оболочки по петрографическим признакам предшествовало корреляции подразделений на биостратиграфической основе.

Из анализа, проведенного Г. П. Леоновым, ясно, что хроностратиграфическая шкала фанерозоя и её временной эквивалент — геохронологическая шкала — являются шкалами s. l. лишь по форме и постольку, поскольку их подразделениям отвечают «этапы развития литосферы» в стратотипических областях. По сути же они представляют собой шкалы s. s., так как эти «этапы» не имеют планетарного значения, а выбор эталонов (стратотипов) был в известной мере случайным.

Представления об «этапах развития органического мира» в значительной мере определены методикой выбора стратотипов. В стратотипических разрезах смена комплексов фауны, как правило, функционально связана с резкой сменой состава, явившейся принципиальной основой выделения подразделений. В настоящее время, чтобы избежать влияния фациальных изменений и поставить биостратиграфический метод на эволюционную основу, стратиграфы предпочитают проводить границы зон (ярусов, отделов и т. д.) не только в непрерывных, но и в литологически однородных (монофациальных) разрезах (Соколов, 1970, 1971). Выбор границы из множества ей подобных и возведение ее в ранг геохронологического рубежа обусловлены ее стабильностью, возможностью фиксации в планетарном масштабе, т. е. в конечном итоге соображениями практического удобства.

Таким образом, геохронологическая шкала фанерозоя является шкалой s. s. — условной шкалой времени, предназначенной для унификации, упорядочения материалов стратиграфических исследований, искусственным построением, созданным на основе литостратиграфических шкал условно выбранных стратотипических областей. Биостратиграфический метод — это средство синхронизации местных шкал (схем). Шкала не отражает «этапов развития литосферы и органического мира», а способствует их выявлению. Межрегиональная временная корреляция (синхронизация) возможна только на основе геохронологической шкалы.

Очевидно, что шкала докембрия не должна отличаться от шкалы фанерозоя по целевой установке. Однако специфика докембрия заключается в том, что к нему практически неприменим биостратиграфический метод, несмотря на наличие следов жизни даже в нижнедокембрийских породах. Корреляция по строматолитам, давшая очень интересные результаты (Келлер, 1968; Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов, 1974; Glaessner, 1966; и др.), в принципе не биостратиграфическая. Многообразие форм строматолитов, обусловленное в основном фациальными особенностями толщ (абиогенными факторами), по-видимому, не имеет биологической природы (Вотах, Чайка, 1962; Шатский, 1963; Серебряков, 1975; и др.), и поэтому строматолиты не могут служить основой зонального метода — собственно биостратиграфического метода. Палеонтологический метод, возможно, окажется применимым лишь к самой верхней части докембрия, где встречаются остатки и отпечатки многоклеточных (Glaessner, 1966; и др.) и микрофитопланктона. В силу этого обстоятельства тектонический метод построения шкалы не только не сдал позиций, но еще более укрепился. Большинство шкал докембрия создано на его основе.

Тектонический метод основан на концепции гетерогенного (логического) геологического времени, отличного от гомогенного (физического, непрерывного и однородного). Классический вариант метода базируется на принципе тектоно-магматических циклов. В его основе лежат представления о планетарном значении циклов диастрофизма. Предполагается, что циклы разграничивают анорогенные этапы седиментации, а следовательно, их датировки отмечают «естественные рубежи в истории Земли». Такие рубежи, выраженные несогласиями, перерывами, сменами формационных рядов и т. п., принимаются за границы геохронологических

подразделений. Шкалы отражают «крупные этапы развития земной коры и жизни» (Семихатов, 1966, с. 27) в докембрии, а поэтому являются схемами («шкалами» s. l.).

Вопрос о докембрийских планетарных тектоно-магматических циклах нами уже рассмотрен в специальном разделе, поэтому коснемся его здесь лишь в аспекте построения общей геохронологической шкалы.

Сама возможность общей периодизации истории Земли не может считаться доказанной. Границы формационных рядов, структурных этажей и биостратиграфических подразделений в общем случае пересекаются. Границы тектоно-магматических комплексов (циклов) не изохронные. Это принимается ныне почти всеми исследователями (см., например, Салоп, 1973, с. 24, 25). Поэтому делаются замечания относительно «общей (или примерной)» одновременности, о применимости метода только для выделения «крупных подразделений» шкалы. Однако эти оговорки метода не спасают, поскольку геохронологические подразделения по самой своей природе должны быть планетарными и строго изохронными, независимо от величины.

Главный методологический недостаток всех «шкал», созданных на основе классического варианта тектонического метода, заключается в том, что их авторы стремятся закрепить в шкале свои представления о развитии Земли. Такие схемы отражают взгляды авторов на периодичность этого развития, но не дают рабочей основы для выявления периодичности.

В последние годы вопрос о создании шкалы на тектонической основе приобрел новый оттенок. В 1960 г. вышла широко известная работа Н. С. Шатского, в которой рассмотрены принципы стратиграфии позднего докембрия и определен объем «рифейской группы». Основная идея работы сводится к следующему: «Единственным методом для решения стратиграфических вопросов позднего докембрия на сегодня может быть метод тектонический, или, лучше сказать, историко-геологический. Под тектоническим, или историко-геологическим, методом следует понимать не разработку стратиграфической шкалы на основе выделения отдельных несогласий, отдельных перерывов, как это часто имеет место, а прежде всего изучение истории становления геотектонических элементов, выясняя которую сравнительным методом, можно прийти к тем или иным заключениям об этапах развития земной поверхности в целом. Руководствуясь этой методикой, . . . следует рассматривать все стратиграфические вопросы позднего докембрия только по естественным тектоническим зонам» (Шатский, 1963, с. 591).

Н. С. Шатский, сопоставив верхнедокембрийские образования Русской платформы и смежных областей, пришел к выводу о «ступенчатости» строения разрезов, об уменьшении их мощности и полноты от миогеосинклиналей через плиты к щитам. Во второй части статьи рассмотрен вопрос о ранге рифея в шкале, который установлен как группа. По результатам анализа сделан методический вывод: «На современном уровне развития наших представлений кажется более правильным выделять крупные стратиграфические подразделения не по палеонтологическим данным, а по тектоническому или общегеологическому принципу, т. е. путем выделения естественных стадий развития земной коры» (1963, с. 598). Статья имела большое значение для познания рифейских отложений Евразии, хотя некоторые заключения Н. С. Шатского впоследствии были существенно уточнены. Еще большим оказалось ее влияние на некоторых исследователей, которые стали развивать тектонический подход к созданию шкалы докембрия.

В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971) рассматривают вопрос преимущественно в классификационном аспекте. Выделив границу венда и кембрия в качестве «величайшей биостратиграфической границы» (с. 301), или «великого рубежа» (с. 302), они ищут равнозначные ей.

рубежи на докембрийском этапе развития Земли. Подчеркивая неравномерность этого развития, гетерохронную рубежей складчатостей, в частности, неравномерность их проявления в северном и южном полушариях, авторы затем приходят к выводу о необходимости проведения «границ периодичности» на основании возникновения «главной массы сооружений завершённой складчатости» (с. 305). Такие границы намечаются на уровнях 1600—1650 (основание рифея) и 2600—2700 млн. лет. Таким образом, докембрий разделяется на три мегахрона, которые «с историко-геологической точки зрения являются равнозначными отрезками и могут быть приняты в качестве крупнейших геохронологических подразделений одного и того же ранга для всей геологической летописи Земли» (с. 306). Оговаривается, что последовательность мегахронов является тектонической периодичностью особого рода, границы которой совпадают с главными биостратиграфическими рубежами геологической летописи Земли.

М. А. Семихатов (1974), сознавая невозможность «совместить палеонтологические и историко-геологические критерии в обосновании одной и той же границы» (с. 245), поддерживает исследователей, которые «считают необходимым относить главные стратиграфические границы докембрия к моментам окончания важнейших эпох складчатости или, точнее, к рубежу, отделяющему заключительные стадии развития одного крупного этапа от начальных стадий другого в тех районах, которые выбраны в качестве стратотипических» (с. 249). Поэтому границу афебиа и рифея он связывает с кровлей орогенных образований свекофеннской, эбурнейской, гудзонской и буларенидской складчатостей, считая, что «возраст большинства этих образований на разных континентах колеблется в очень узких пределах» (с. 349).

Из изложенного видно, что историко-геологический вариант тектонического метода построения шкалы имеет ту же целевую установку, что и вариант, опирающийся на представления о тектоно-магматической цикличности. Назначение шкалы исследователи видят в создании схемы периодизации истории Земли в докембрии. Таким образом, речь идет о «шкале» s. l., а не о рабочем инструменте для стратиграфических, тектонических и других исследований. В обоих вариантах в основе схем лежит периодичность тектонических событий. Наряду с этим историко-геологический вариант имеет некоторые особенности. Поскольку гетерохронность тектонических рубежей в настоящее время уже нельзя игнорировать, делаются многочисленные оговорки относительно их примерной изохронности, колебания в узких пределах, о задачах «выяснения для каждого такого рубежа среднего изохронного уровня и причин, вызывающих отклонения от него» (Меннер, Штрейс, 1971, с. 307). В связи с этим находится и требование выбора стратотипов. Акцент с глобальных циклов переносится на стадии развития однотипных структурных элементов. Вводится также требование стабильности границ, оценка которой («широкое проявление», «значительные массы») проводится на интуитивной основе.

В ходе конкретных работ, выполненных с целью разработки этого варианта метода, получены очень интересные и важные результаты. Однако эти работы так и не привели к созданию единой геохронологической шкалы докембрия. С методологических позиций ясно, что такой результат и не мог быть получен, поскольку историко-геологическому варианту присущи многие недостатки предшествующего ему.

Несомненно, что в любой области, принятой за стратотип, могут быть выделены некоторые этапы развития. Труднее, но при дополнительных условиях возможно, определить значимость этих этапов и их ранг. Однако полученная схема ни в коей мере не станет шкалой, так как поэтапная корреляция с ней другого разреза является не синхронизацией, а сравнительно-тектоническим исследованием. Для выяс-

нения синхронности или асинхронности этапов необходимо привлечь независимый от тектонического фактора метод. Говоря о гетерохронности циклов, названные исследователи постоянно прибегают к данным таких методов (палеонтологического, радиометрического, климатологического). Таким образом, они неявно используют ряд шкал s. s. для создания схемы периодичности («шкалы» s. l.), а не геохронологической шкалы докембрия. Только так можно трактовать установленную Н. С. Шатским (1963, с. 595) «ступенчатость строения разрезов» верхнего докембрия Русской платформы.

Указание на необходимость учета «естественных тектонических зон» при решении вопросов стратиграфии в принципе ничего не меняет. Во-первых, даже в однотипных зонах наблюдается значительное скольжение одноранговых рубежей. Например, предполагается, что миогеосинклинальные рифейские толщи Предуралья имеют объем от 1750 млн. лет (или древнее) до подошвы кембрия, тогда как в аналогичной миогеосинклинали Аделаида осадконакопление началось не ранее 1400 млн. лет назад и завершилось складчатостью в палеозое. Во-вторых, неясными остаются принципы корреляции разрезов тектонических зон разных типов, для которых, как следует из той же работы Н. С. Шатского, характерна и разная этапность.

Требование фиксации стратотипов хроностратиграфических подразделений выдвигается при самых различных подходах к созданию шкалы. Вопрос о стратотипах рассматривался нами специально (Борукаев, 1974б). Было показано, что стратотипы имеют некоторое значение на эмпирической стадии исследования, но лишь в том случае, если определена процедура сравнения с ними других объектов или, иными словами, зафиксировано признаковое пространство, в котором стратотип выступает в качестве меры. Такая цель отчасти достигается в биостратиграфии и геохронологии, где предусматривается синхронизация объектов с различными структурно-вещественными признаками по органическим остаткам или изотопным датировкам. В рамках историко-геологического варианта метода процедура сравнения со стратотипом не ясна.

Ранее (Борукаев, 1974б) указывалось также, что стратотип объективно не имеет преимуществ перед другими разрезами типовой серии. При его выборе исследователи руководствуются субъективными и этическими мотивами. При рассмотрении характеризуемого варианта метода такой вывод подтверждается. Выделив рифей как «естественную стратиграфическую единицу», Н. С. Шатский (1963, с. 595) возражал против попыток «дробить уральский разрез на части». Однако на Русской платформе таким же «естественным» подразделением является венд, отвечающий лишь ашинской серии Предуралья. Новые данные о возрасте Бердяшского плутона (Салоп, 1973), возможно, заставят исключить из рифея бурзянскую свиту в целях сохранения принятой датировки границы афебиа и рифея (Семихатов, 1974, с. 255), что нарушит «естественность» формационного ряда.

Принятие стратотипа подчас искажает результат исследования. Например, В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971, с. 305) считают, что в северном и южном полушариях «тектоническая активность проявилась... в прямо противоположных направлениях». Замечая, что «роль карелид и других складчатых сооружений этого интервала времени в образовании структуры фундаментов платформ Гондваны сильно преувеличена» (с. 304), они, тем не менее, рубеж 1600—1700 млн. лет признают границей мегахрона. Напротив, границы, отвечающие «рифейдам» южного полушария, в предлагаемом варианте шкалы не закреплены. По-видимому, это является следствием предпочтения северному полушарию как стратотипической области.

Если принять трактовку Б. М. Келлера (1975, с. 26), определяющего историко-геологический вариант метода как анализ тектонических

циклов в докембрии, отвечающих естественным рядам формаций геосинклинальных прогибов», то становится ясным, что этот вариант тождествен формационному методу тектонических исследований. Он позволяет выделять в осадочной оболочке крупные геологические тела и затем трактовать интервалы времени их образования в качестве этапов развития земной коры. Однако задача создания шкалы как инструмента для увязки, унификации и упорядочения разрозненных данных при этом не решается. Интересно отметить, что Б. М. Келлер, который вначале считал, что именно этим методом следует строить шкалу (Келлер, 1973в), в последнее время оценивает его иначе: «Этим путем удастся наметить только общий принцип выделения крупных подразделений, так как границы их в разных районах Земли не будут изохронными (что для шкалы в принципе исключается.— Ч. Б.). Более точную корреляцию событий и трассирование изохронных поверхностей могут дать только палеонтологические данные или более грубый метод изотопного датирования» (Келлер, 1975, с. 27). В этом высказывании ставится вопрос, который, к сожалению, обычно игнорируется во многих предлагаемых «шкалах» — вопрос о точности корреляции. Поскольку тектонический метод позволяет выделять только крупные подразделения, точность корреляции он обеспечить не может. Шкала, состоящая из подразделений разной природы (тектонических, биостратиграфических, радиометрических), очевидно, была бы эклектичной. Поскольку большей точностью характеризуются биостратиграфические и изотопные методы, именно они должны быть положены в основу создания шкалы, способной обеспечить точную корреляцию, т. е. выполнить свое целевое назначение.

Все сказанное приводит к выводу, что тектонический метод в обоих его вариантах, постоянно и вполне корректно использующийся для расчленения докембрийских разрезов в отдельных районах, не может быть положен в основу создания общей геохронологической шкалы докембрия. Шкала должна быть основана на других принципах. Она должна быть независимой от структурно-вещественных признаков минеральных масс и обеспечивать возможность глобальной (межрегиональной) синхронизации геологических тел.

Кратко об альтернативе тектоническому методу. В последние годы рядом исследователей изложены принципы и обоснованы методы, базирующиеся на концепции гомогенного времени. Эта концепция предполагает, что геологические процессы непрерывны и имеют адекватное выражение в полном объеме осадочной оболочки. Любому интервалу времени соответствует комплекс минеральных масс.

Л. И. Боровиков и Т. Н. Слижарский (1965) предложили разделить докембрийский этап на условные единицы продолжительностью по 500 млн. лет. Правда, они оговорились, что границы подразделений впоследствии можно будет наметить более правильно. Очевидно, речь идет о создании шкалы *s. s.* и последующем переходе на шкалу *s. l.* (схему периодизации).

К. Крук (Crook, 1966) предложил метод эталонных точек. Точки избираются в непрерывной осадочной толще и ограничивают заключенные между ними эталонные хроностратиграфические подразделения. Из эталонных подразделений составляется хроностратиграфическая шкала, временным эквивалентом которой является геохронологическая шкала. Корреляция осуществляется с использованием радиометрических данных. Близкие мысли были высказаны Б. М. Келлером и М. А. Семихатовым (1968) при оценке определения возраста по глауконитам и корреляции по строматолитам.

Наиболее последовательно концепция гомогенного времени воплощена С. Голдичем (Goldich, 1968), предложившим вариант шкалы. Шкала состоит из двух частей. В одной даны мелкие подразделения по 400 млн. лет, каждое из которых может быть разделено на 4 части по

100 млн. лет. Эта часть условна и является шкалой *s. s.* В другой приведены более крупные подразделения, охватывающие интервалы в 800—1200 млн. лет. В ней отражены взгляды автора на ранг подразделений, один из вариантов группирования. Эту часть надо признать шкалой *s. l.* Разделение двух типов шкал представляется очень удачным. К условной шкале приближается набор возрастных подразделений, принятых при составлении последней Тектонической карты Австралии (Tectonic map ..., 1971).

Обзор принципов показывает, что концепция гомогенного времени позволяет исследователям наметить подразделения, сумма которых образует шкалу *s. s.*, без «потери времени». Любые геологические тела, границы, любые геологические события могут быть привязаны к единицам этих шкал. Концепция исключает предвзятость привязок. Шкалы служат целям унификации и упорядочения материала.

При общности принципа построения шкалы названные исследователи предлагают разные способы достижения цели. Это эталонный способ (К. Крук, Б. М. Келлер, М. А. Семихатов и др.) и способ условного разбиения интервала времени (Л. И. Боровиков и Т. Н. Спижарский, С. Голдич).

Эталонным способом построена геохронологическая шкала фанерозоя. Суть его заключается в том, что каждое геохронологическое подразделение имеет вещественным эквивалентом некоторую толщу, принятую за эталон (стратотип). Границы стратотипа строго фиксируются. Всей шкале отвечает последовательность толщ, располагающихся в возрастном порядке. Подразделения шкалы соответствуют времени накопления стратотипов. Способ традиционен, а поэтому привлекателен. Он лежит в основе относительного геологического летосчисления. Между тем несовершенство геохронологической шкалы фанерозоя в значительной мере обязано построению ее именно эталонным способом. В первоначальном варианте шкалы обнаружилось много «зияний» и «перекрытий», ликвидация которых еще не завершена.

Способ условного разбиения интервала времени весьма прост. На шкале физического времени намечаются точки, ограничивающие отрезки, которые и принимаются за геохронологические подразделения. Единственным важным требованием к шкале такого рода является необходимость экспериментальной возможности привязки толщ и их границ к подразделениям и границам шкалы с достаточной точностью. Способ отличается непредвзятостью. В этом смысле он вполне соответствует методике построения метрической системы (БСЭ, 1954, с. 319). Достоинство его — полная независимость подразделений шкалы от физических (вещественных, структурных) свойств минеральных масс, от конкретных толщ и степени их изученности. Единицы шкалы заведомо определяются только временными интервалами.

Возможность реализации способа условного разбиения интервала времени определяется наличием радиометрических методов определения возраста пород. Эти методы обеспечивают измерение времени независимо от структурно-формационных особенностей геологических тел. В этом отношении они аналогичны биостратиграфическому методу, применимость которого ограничивается ныне фанерозоем. Именно поэтому все названные исследователи определяют подразделения своих шкал в цифрах. Содержательные соображения при определении рубежей ограничиваются требованием практического удобства их трассирования. Обычно рубежи выбираются так, чтобы «рассекать как можно меньше известных эпизодов седиментации, орогении или плутонизма» (James, 1972, с. 1129).

Не касаясь вопроса об использовании конкретных датировок для корреляции со шкалой, по которому имеется огромная литература и отдельные стороны которого рассмотрены ранее (Борукаев, 1972), резю-

мируем основные положения раздела. Они сводятся к следующему:

1) следует различать два рода шкал — шкалы s. s. и шкалы s. l. Шкалы s. s. являются рабочим инструментом исследования, средством упорядочения разрозненных фактов; шкалы s. l. (схемы) отражают представления о периодичности истории литосферы. Общая геохронологическая шкала докембрия должна быть шкалой s. s.;

2) тектонический метод приводит лишь к построению местных схем, не имеющих глобального значения. Общая геохронологическая шкала призвана упорядочить, систематизировать данные этих схем;

3) в соответствии со своим назначением шкала должна быть независима от физических (структурно-формационных) особенностей геологических тел. Ее подразделения должны представлять собой интервалы физического времени (в «изотопных годах»). В связи с этим способ условного разбивания возрастного интервала времени предпочтительнее эталонного, так как не связан с конкретными объектами и степенью их изученности.

IV. ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ В ДОКЕМБРИИ

Эволюция Земли в докембрии изучается в самых различных аспектах — космогоническом, геохимическом, палеонтологическом и т. п. Большой вклад в разработку проблемы внесен отечественными геологами, среди которых надо назвать в первую очередь А. А. Богданова, А. П. Виноградова, Б. М. Келлера, К. О. Кратца, Е. М. Лазько, Г. П. Леонова, М. В. Муратова, Е. В. Павловского, А. А. Полканова, А. Б. Ронова, Л. И. Салопа, М. А. Семихатова, А. В. Сидоренко, Б. С. Соколова, Н. М. Страхова, А. И. Тугаринова, Н. В. Фролову, В. Е. Хаина, Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнманна и Н. А. Штрейса. Среди зарубежных исследователей большое внимание вопросам геологической эволюции планеты уделяют К. Анхаеуссер, Д. Бриджуотер, А. Гликсон, А. Гудвин, Дж. Саттон, Х. Стоквелл, Дж. Т. Уилсон, Б. Уиндли, У. Файф, Р. Шеклтон, Б. и Ю. Шуберт, А. и Ц. Энгель и др. Мы ограничимся лишь тектоническим аспектом проблемы, сузив его в плане рассмотрения вопросов эволюции структуры осадочной оболочки.

Изучение эволюции Земли и ее органического мира представляет собой ключевую проблему исторической геологии. В течение долгого времени гипотезы и представления об эволюции разрабатывались на материалах исследования фанерозоя, охватывающего по данным радиометрических измерений не более чем 20% всей истории планеты. Иногда выявленные закономерности механически переносились на докембрий, чаще же этот огромный период истории считался почти непознаваемым. Как заметил А. В. Сидоренко (1965), геологи прошлого, преувеличивая значение метаморфизма докембрийских пород и исходя из мифического «переплавления» осадочной оболочки перед наступлением фанерозоя, резко разделяли историю Земли на два этапа — докембрий и постдокембрий. Было широко распространено мнение о длительном перерыве в осадконакоплении между этими двумя этапами. Развитие геологии докембрия разрушило такие представления и создало основу для изучения истории планеты в полном объеме.

Задача изучения эволюции структур, как и задача их типизации, в практике геологических исследований решается двумя путями. Часть исследователей, изучая ряды структур в хронологической последовательности, стремится выявить специфические, индивидуальные черты объектов определенного возраста с целью выделения их в особый тип. Эволюция

осадочной оболочки при этом представляется в виде последовательной и необратимой смены многочисленных типов структур. Подчеркивается и закрепляется терминологически неповторимость этапов развития Земли. Такой метод в последние годы широко распространен в геологии докембрия, свидетельством чему служит появление рассмотренной выше специальной терминологии, применяемой к докембрийским структурам.

Охарактеризованный путь в какой-то мере ликвидирует противопоставление докембрийского этапа в целом фанерозойскому, но противопоставляет друг другу ряд этапов докембрийской истории и, главное, структурные элементы и области, отвечающие этим этапам. Например, выделение догеосинклинального этапа препятствует изучению древнейших структур в рамках учения о геосинклиналях, наиболее мощного средства тектонического анализа. Терминологическая фиксация второстепенных отличий объекта ведет к чрезмерному дроблению типов и затрудняет выяснение их классификационных отношений.

Кажется очевидным, что изучение эволюции возможно лишь в рамках определенной теории, базирующейся на фундаментальных понятиях. В геологии наиболее развитой теорией является учение о геосинклиналях, основанное на исследовании отношений мобильных (геосинклинали) и стабильных (платформы) областей. Формальное несовершенство этих понятий связано с их применением в ретроспективном плане, с трудностями оценки меры подвижности и др. (Борукаев, 1971). Именно поэтому предпринимаются попытки формализации геологических понятий, охарактеризованные в первой части монографии. Однако эти попытки еще не достигли стадии развитой теории. Недостаточно разработана пока и концепция новой глобальной тектоники, применение идей которой к докембрию лишь начинается. Поэтому изучение эволюции возможно только на базе учения о геосинклиналях. Но при этом необходимо некоторое уточнение понятий с переводом их в область структурно-вещественных характеристик, с применением в статическом аспекте.

В силу этих причин более перспективным представляется иной путь решения указанных задач. Типизация объектов проводится на основе наиболее устойчивых структурно-вещественных признаков независимо от возраста. Изучение эволюции заключается в сравнении структур на разных хронологических уровнях, а также в сравнении разновозрастных элементов одного типа по дополнительным классификационным признакам. Так, на любом хронологическом уровне могут быть выделены подвижные (геосинклинальные) и относительно стабильные участки поверхности Земли. В ходе эволюции менялось соотношение этих участков, роль в развитии, характер самих элементов.

Примерно так же определяет методические посылки изучения эволюции в докембрии А. В. Сидоренко, хотя его выводы касаются в основном геологических процессов. Отметив, что эти процессы в докембрии и постдокембрии имели больше сходных, чем различных черт (Сидоренко, 1965), он формулирует даже принцип единства экзогенных геологических процессов как ведущий при изучении докембрия (Сидоренко, 1973). Этот принцип «поможет создать единую линию эволюционного развития земной коры: архей — протерозой — фанерозой» (Сидоренко 1975, с. 14). Приняв названный принцип, при изучении геологической эволюции планеты необходимо обратить особое внимание на развитие структуры осадочной оболочки, поскольку именно эта структура определяет форму проявления процессов и, следовательно, ее изменения — главное условие эволюции.

Другой методологический аспект проблемы заключается в принципиально различном решении вопроса о соотношении эволюции и цикличности. Этот аспект уже рассмотрен подробно. Здесь напомним только, что концепцию цикличности обычно связывают с именем Г. Штилле, который в своих ранних трудах разработал «канон фаз». История развития западной Европы в фанерозое представлялась в виде чередования однородных эпох эпейрогенеза и кратковременных орогенных фаз, группир-

работаны на материалах изучения платформенных областей, несогласия внутри чехла считались индуцированными процессами в смежных или удаленных геосинклиналях.

В более поздних работах Г. Штилле проанализировал глобальный материал по геологии докембрия и, несмотря на его несовершенство, пришел к чрезвычайно интересным выводам относительно общих закономерностей развития планеты. Особенно интересной представляется попытка ранжирования тектонических явлений, в частности консолидаций и регенераций. Эти явления совместно с деструкцией представляют собой элементы триады, отвечающей «революции». Таких «революций» в докембрии было выявлено две — лаврентьевская и алгомская (Штилле, 1964, с. 349).

В этом варианте уже предусматривается выделение «больших периодов» развития Земли, завершение каждого из которых знаменуется переходом ортогеосинклиналиных областей в континентальное состояние. Началом «большого периода» является α -регенерация, или «регенерация всеземного масштаба» (там же, с. 383), — коренная ломка структуры континентов, заложение нового структурного плана. α -Регенерациям противопоставлялись β -регенерации, разделяющие тектонические эры (например, каледонскую и герцинскую), и пространственно ограниченные γ -регенерации внутри одной эры. Любопытно, что ни β - и ни γ -регенераций внутри докембрийского отрезка времени Г. Штилле строго не определял, не говоря уже о фазах складчатости. Очевидно, по аналогии с регенерациями надо ранжировать и предшествовавшие им консолидации. Ассинтская складчатость конца докембрия при этом отвечает β -консолидации. Для «больших периодов», которых вначале выделялось лишь два, Г. Штилле предложил термины «неогей» и «протогей», разделяя эти этапы алгомской «революцией». Однако затем он в предположительной форме очень кратко выразил мысль о возможности выделения наряду с ними дейтерогея, ограниченного алгомской и лаврентьевской «революциями» (там же, с. 392).

Одновременно с Г. Штилле сходные идеи развивал Н. С. Шатский, указавший на особую роль дорифейской складчатости. Эта же мысль фигурирует в представлениях о панплатформе А. В. Пейве и В. М. Синицына, о «кратонизации» А. А. Богданова. Рубеж протогея и неогей (на уровне карельской складчатости) подчеркивается Е. В. Павловским, М. А. Семихатовым, Н. А. Штрейсом и др.

Меньшее внимание до сих пор уделялось идее Г. Штилле о возможности выделения дейтерогея как «большого периода», однопорядкового с прото- и неогеем. Из анализа геохронологических шкал можно видеть, что в качестве такового в неясной форме предполагалась сумма раннего и среднего протерозоя. Существенно иначе решается этот вопрос в свете последних работ Л. И. Салопа (1970, 1973). Оставив архей в качестве номенклатурной единицы, этот исследователь резко понизил его границу в шкале до рубежа 3500 млн. лет, предсказанного ранее В. И. Вернадским, и, что важнее, дал ему принципиально иную характеристику. В новой трактовке все «архейские» образования являются глубококоматоморфизованными и гранитизированными. Невольно напрашивается вывод о равнозначности саамского и карельского диастрофизмов Л. И. Салопа при второстепенной роли всех других. Именно эти «диастрофизмы» могут быть сопоставлены с «революциями» Г. Штилле и приняты за рубежи «больших периодов» (мегахронов).

Не обращалось, на наш взгляд, достаточного внимания и на верхнюю границу неогей. В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971), говоря о «великом биостратиграфическом рубеже» в основании кембрия, не разделяют им неогей на два мегахрона. Действительно, эта граница не сопоставима с «революциями» Г. Штилле, поскольку выделяется по иному комплексу признаков. В то же время внутри палеозоя существует рубеж,

Схема периодизации геологической истории Земли

Мегахрон	Этаж		«Революция»	Интервал, млн. лет
Эпинеогей	Кайнозойский Мезозойский	Фанерозой		
Неогей	Палеозойский Рифейский		Герцинская (мезозой- ская)	410—240 (200—100)
Дейтерогей	Афебский Киватинский	Докембрий	Алгомская	1900—1600
Протогей	Алданский		Саамская	3600—3000

вполне отвечающий α -консолидации и α -регенерации Г. Штилле. Это герцинская (варисцидская) эпоха, исключительную роль которой неоднократно подчеркивали Н. С. Шатский и Г. Штилле, а в настоящее время — В. Е. Хаин (1973). В Тихоокеанском поясе ей отвечает несколько более поздняя мезозойская эпоха. Консолидация сопровождалась массовым внедрением гранитоидов и орогенезом, охватившим огромные и разнородные площади. Следующая за консолидацией α -регенерация проявилась в широком дрейфе континентов и образовании молодых океанов, коренным образом изменивших структурный план планеты. Таким образом, мезозойско-кайнозойский отрезок истории заслуживает выделения в качестве части нового мегахрона — эпинеогей (термин В. Е. Хаина).

В построениях Г. Штилле рубежи мегахронов проводились на самых разных уровнях в связи со слабой разработкой корреляции докембрийских толщ. Тем не менее граница неогей и дейтерогей довольно определенно связывалась с алгомской «революцией», которой примерно отвечают карельская, гудзонская, майомбская, буларенидская и им подобные складчатости. Нижняя граница дейтерогей намечалась Г. Штилле в кровле онтария (архея) и в подошве карелия. Если принять предложенную нами трактовку карельского комплекса в объеме киватинского и афебского этажей, то онтарий и карелий будут частично перекрываться. Поэтому мы примем вариант ограничения дейтерогей снизу рубежом алданского и киватинского этажей. Это, видимо, вполне отвечает как представлениям Г. Штилле, так и новым представлениям Л. И. Салопа, который связывает этот рубеж с саамским диастрофизмом.

Схема подразделения докембрийской истории на мегахроны отражена в табл. 2.

Эта схема лишь примерно отвечает принимавшемуся нами ранее подразделению докембрия на ранний, средний и поздний и отвечающие им этажи (Карта тектоники... , 1972а, б). В новом варианте киватинский этаж исключен из нижнего докембрия. Уточнена граница афебского и рифейского этажей (дейтерогей и неогей). Верхний докембрий рассматривается лишь как часть неогей.

В целях упорядочения материала дальнейшее изложение проводится в соответствии с приведенной схемой, более подробное обсуждение которой следует в заключительном разделе части. При изложении главное внимание уделяется эволюции структурно-вещественных комплексов, тектонических районов и структурных рисунков, морфологическая характеристика которых приведена во второй части монографии. Сведения из смежных направлений геологии докембрия используются в ограниченной мере и лишь в соответствии с главной целью — выявлением эволюции осадочной оболочки.

Наиболее древними геологическими образованиями Земли являются толщи алданского этажа. Как было показано выше, они сложены породами, глубокометаморфизованными в условиях гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций и на больших площадях испытывавшими ультраметаморфизм. Эти, а также многочисленные и многократные наложенные процессы проявились настолько сильно, что информация о первичном составе толщ, их генетических типах, закономерностях размещения на площади на этапе седиментации и т. п. очень скудна. Тем не менее в последние годы получены важные данные, позволяющие судить в общих чертах о характере развития структуры в протогее. Отметим, что огромная заслуга в этом принадлежит Л. И. Салопу, который впервые поставил вопрос о выделении алданских образований в самостоятельный этаж, указал его стратотипическую область (Алданский щит), показал древность этих образований в сравнении с другими докембрийскими толщами, дал их подробную характеристику и обзор выходов на территориях различных континентов (Салоп, 1970, 1973; и др.).

Надо отметить, что представления об алданском этаже как образовании древнейшей стадии развития Земли и особенностях его строения разделяются далеко не всеми исследователями. Иногда ставится под сомнение алданский возраст стратотипа этажа (Тугаринов, Войткевич, 1970). Все еще распространено мнение о том, что древнейшие геологические образования представлены слабометаморфизованными зеленокаменными толщами, слагающими «ядра роста континентов» (Wilson, 1949; и др.). Некоторые исследователи (Anhaeusser e. a., 1969; Anhaeusser, 1973; и др.), допуская, что зеленокаменные толщи подстилаются «примитивной» снэлической корой, отрицают возможность обнаружения реликтов этой коры. Часть геологов (McGregor, 1973; и др.), детально изучивших такие реликты, связывают их происхождение исключительно с ранней дифференциацией мантии, тогда как другие (Wilson, 1973) подчеркивают наличие в их составе метаосадочных пород.

Не исключено, что иногда (в том числе и в настоящей монографии) в состав алданского этажа включаются более молодые образования. Глубокий метаморфизм, к тому же проявлявшийся неоднократно, нивелирует структурно-вещественные различия разновозрастных образований. Поэтому выделение алданского этажа только на основе показателей степени метаморфизма ведет к логическому кругу. Однако это несколько не умаляет достоверности того факта, что все древнейшие образования, возраст которых надежно подтвержден радиометрическими данными, равномерно и глубоко метаморфизованы. Интересную гипотезу, объясняющую это явление, предложил В. И. Шульдинер (1976). Он связывает особенности метаморфизма алданского этажа с низкой теплоотдачей поверхности Земли в протогее (парниковый эффект?). Важным представляется то, что разрезы алданского этажа разных континентов обладают многими сходными характеристиками, на основе анализа которых возможны предварительные суждения об особенностях тектонического развития в протогее.

Любопытно, что некоторые исследователи, принимая рубеж архея и протерозоя на уровне 2800—2600 млн. лет и, следовательно, включая в архей киватинский этаж, при характеристике архея ориентируются на признаки, присущие лишь алданскому этажу. В качестве примера приведем работы Е. М. Лазько (1969, 1970, 1971; Лазько и др., 1968). В них выделены типичные формации глубокометаморфизованных толщ алданского этажа, рассмотрены особенности «догеосинклинального этапа» формирования структуры. Все эти характеристики отнесены к архею в целом, тогда как сам Е. М. Лазько (1974, с. 198) указывает, что киватинский осадочно-вулканогенный комплекс состоит из набора типично геосинклинальных формаций, метаморфизованных неравномерно (от филлитовой до гранулитовой фаций), и относит комплекс к эозою. Это, на наш взгляд, лишний раз подтверждает вывод Л. И. Салопа о необхо-

димости разделения алданского и киватинского этажей историко-геологической границей самого высокого ранга.

Несмотря на глубокий метаморфизм, породы алданского этажа сохраняют ряд структурно-вещественных признаков исходного вещества, позволяющих судить об условиях осадконакопления в протогее. Характерная черта этажа — полное отсутствие внутри него достоверно установленных несогласий и перерывов при общей мощности, оцениваемой цифрами в 15—40 тыс. м и даже более. В разрезе намечается ритмичность от грубой (тысячи метров) до средней (сотни метров) и даже мелкой. Мелкую ритмичность иногда связывают с метаморфогенной дифференциацией. А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1972) справедливо критикуют эти взгляды, указывая, что в гранулитовом комплексе Беломорской зоны наблюдается тонкое чередование (от нескольких миллиметров до нескольких метров) пластов с минеральными ассоциациями гранулитовой и амфиболитовой фаций. Это явление они связывают с различием первичного состава исходных пород. Подсчеты по территориям выходов древнейших пород привели А. В. Сидоренко (1963) к выводу, что около 60—70% их представлено первично-осадочными разностями и лишь 30—40% — первично-магматическими. Очевидно, для алданского этажа характерны близкие цифры.

Часто повторяющиеся в литературе высказывания об однородности или даже однообразии алданских толщ относятся только к степени их метаморфизма. Вещественный состав пород очень разнообразен. Е. М. Лазько выделяет до десяти формаций, каждая из которых характеризуется своеобразными ассоциациями пород. Вероятно, своеобразие пород связано с высокой степенью дифференцированности седиментации в бассейнах протогей.

Вертикальные формационные ряды алданского этажа в должной мере еще не изучены. В этом отношении наибольший интерес представляют работы Л. И. Салопы (1973) и Е. М. Лазько (1975; Лазько и др., 1968). Л. И. Салоп намечает единый для всех алданских образований ряд, состоящий из четырех формационных комплексов. Нижний из них, названный ферралито-амфиболито-кварцитовым, представлен ассоциацией кварцитов, амфиболитов, основных пироксеновых плагиогнейсов, высокоглиноземистых и магнетитовых пород. В расположенном выше metabазитовом комплексе преобладают амфиболиты и пироксеновые основные сланцы и гнейсы. Далее следует metabазито-карбонатный комплекс, в котором наряду с гнейсами, ортосланцами и амфиболитами появляются карбонатные породы (мраморы, кальцифиры и др.). Ряд завершается (не всегда) комплексом гранатсодержащих биотитовых гнейсов и сланцев с прослоями высокоглиноземистых пород, а также кварцитов. Судя по приводимым примерам, отдельные члены ряда выделяются не во всех выходах алданского этажа, но он хорошо отражает его строение в стратотипической области.

Несколько иначе представляют формационный ряд этажа Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк и А. А. Сиворонов (1968). Они указывают, что на Балтийском, Украинском и Алданском щитах наблюдается однотипная последовательность. Гиперстенсодержащие породы сменяются кварцитами и высокоглиноземистыми (присутствующими в разрезе не всегда) и кондалитовой формацией, а завершает ряд карбонатно-гнейсовая формация.

Несмотря на некоторые различия изложенных взглядов, в них нетрудно заметить и определенное сходство. Отметим главное. Формационные ряды представляются моноциклическими. Основные пироксенсодержащие гнейсы и сланцы и амфиболиты преобладают в нижней части ряда, тогда как в верхней заметную роль играют сиалические и карбонатные породы. С этими заключениями хорошо согласуется отмеченная выше (с. 68, 69) последовательность магматических комплексов алданья, также образующих единый цикл, крайними членами которого явля-

ются древние основные и ультраосновные пластовые интрузии и молодые аляскистовые граниты.

И. С. Усенко и др. (1963, 1974), намечая аналогичные ряды метаморфических и магматических образований в древнейших толщах Украинского щита, проводят прямое сопоставление их с рядами фанерозойских геосинклиналей. Метабазитовая и габбро-перидотитовая формации, по их мнению, отвечают начальным и ранним стадиям развития геосинклиналей, чарнокитовая и графито-силлиманито-карбонатная совместно с мигматитовой и гранитно-батолитовой — средним, а аплито-пегматито-гранитная и дайковая — поздней (постороженной). Литологическими аналогами чарнокитовой и графито-силлиманито-карбонатной формаций являются нижняя терригенная и известняковая формации В. В. Белоусова (1962). В этой схеме фигурируют более крупные формационные подразделения (суперформации), но и она в общих чертах сходна с изложенными. Детали ее могут дискутироваться, но общее сопоставление выделенного ряда с геосинклинальными рядами фанерозоя вполне правомочно.

Указания некоторых авторов на наличие крупной ритмичности в алданских толщах относятся, видимо, к чередованию более мелких формационных подразделений, осложняющему направленный моноцикличный формационный ряд.

Латеральные формационные ряды изучены еще недостаточно. Наиболее широко распространены представления об отсутствии значительных фациальных изменений алданских толщ на огромных площадях, т. е. о слабой дифференциации бассейнов осадконакопления. К такому заключению надо отнестись с крайней осторожностью. Сама методика выявления фациальных изменений связана с выделением опорных поверхностей (изохронных, геисторических, биостратиграфических) и исследованием их соотношений с литостратиграфическими поверхностями. Именно такая процедура была положена в основу фациального анализа А. Грессли, И. Вальтером, Н. А. Головкинским, Н. С. Шатским, хотя разработанные ими методики несколько разнятся. При изучении алданского этажа мы практически лишены возможности намечать опорные поверхности, отличные от литостратиграфических. Изохронные поверхности намечаются лишь в очень грубой форме при сопоставлении разрезов крупных структурных областей. Отсюда можно сделать вывод о наличии некоторой латеральной неоднородности этажа (с. 74). Однако надежной методики для оценки степени фациальной изменчивости внутри таких областей пока нет.

Показательно наличие в алданском этаже, особенно в его нижних частях, метаморфизованных ультраосновных пород, сопоставляемых с офиолитами. Как известно, эта последняя ассоциация является нижним членом формационного ряда эвгеосинклиналей фанерозоя.

Отмеченные черты вещественного состава и строения этажа указывают на формирование алданских толщ в геосинклинальных условиях. Вывод этот не нов. Он вытекал из представлений В. А. Николаева о пангеосинклинали, В. Е. Хаина — об ультрагеосинклинали и т. п. Об архейской пангеосинклинали Восточной Сибири писали Е. В. Павловский и Н. А. Флоренсов (1951). Близость алданского комплекса Сибирской платформы по вещественному составу геосинклинальным образованиям отмечала Н. В. Фролова (1951, 1962). О геосинклинальной природе этого комплекса определенно пишет Е. А. Кулиш (1972, 1975). Метавулканыты и метаосадочные толщи алданского этажа Родезийского массива по составу и характеру строения сопоставляются с заведомо геосинклинальными киватинскими зеленокаменными комплексами Южной Африки (Wilson, 1973, с. 398). Однако эти взгляды разделяют не все исследователи.

Некоторые из них полагают, что высокоглиноземистые гнейсы и ассоциирующиеся с ними кварциты должны сопоставляться с корами вывет-

ривания, характерными для платформенных образований. На этом основании М. З. Глуховский и А. Л. Ставцев (1973, с. 67) выделяют «раннеархейскую Иенгскую структуру платформенного типа». При этом они ссылаются на работы Н. В. Фроловой и Е. В. Павловского, которые считают высокоглиноземистые породы и кварциты продуктами выветривания и дезинтеграции пород основного состава. Однако эти исследователи указывали на *переотложение* продуктов дезинтеграции, которое могло осуществляться и в геосинклинальных условиях. Интерпретация М. З. Глуховским и А. Л. Ставцевым конкретных серий Алданского щита как платформенных (иенгская) и протогеосинклинальных (тимптонская и джелтулинская), разделенных крупным несогласием, противоречит заключению большинства геологов о непрерывности комплекса. Кроме того, высокоглиноземистые гнейсы и кварциты распространены много шире, чем в иенгской серии Алданского щита, и повсеместно залегают внутри непрерывных комплексов.

Е. М. Лазько (1969, с. 17) считает, что «архейские формации...совсем не имеют аналогов ни среди геосинклинальных, ни среди платформенных или иных послепалеозойских образований», присоединяясь в этом к мнению Н. В. Фроловой (1951), выраженному в более осторожной форме. В то же время он указывает, что формации и их комплексы в алданском этаже «обладают некоторыми признаками, сближающими их с более поздними образованиями геосинклинального этапа, например, наличием определенных закономерностей в чередовании отдельных формаций по вертикали, упорядоченностью их внутреннего строения и другими». Поскольку особенности строения формационных рядов лежат в основе разделения формаций на типы, этих признаков, на наш взгляд, достаточно для отнесения отложений этажа к геосинклинальным комплексам.

Е. М. Лазько возражает против любой параллелизации «архейских формаций с более молодыми», указывая, что упомянутые «черты внешнего сходства не лишают архейские формации неповторимого своеобразия». Но это своеобразие никак не характеризуется, за исключением ссылки на указание Н. С. Шатского на сильные изменения формаций в ходе геологической истории. Точка зрения Е. М. Лазько совершенно справедлива, если говорить о непосредственном сопоставлении осадочно-вулканогенных формаций с глубокометаморфизованными. В этом случае своеобразие последних является именно глубокий метаморфизм, определяющий и структурно-текстурные признаки пород. Однако ясно и то, что все приведенные сопоставления основаны на «снятии» метаморфизма и восстановлении литологических аналогов путем сравнения химических составов (в предположении изохимического характера регионального метаморфизма) и изучения реликтовых структур.

Большинство возражений против геосинклинальной природы алданского этажа связано с особенностями его складчатой структуры. Поскольку эти особенности определяются режимом заключительной стадии этапа, они не могут существенно влиять на оценку режима области осадконакопления. В принятой нами методике стиль складчатости при разделении комплексов на платформенные и геосинклинальные вообще не учитывается. Однако дислокации алданских толщ, кратко уже рассмотренные (с. 69—71), заслуживают обсуждения в свете эволюции структуры осадочной оболочке.

В большинстве случаев алданские образования несут на себе отпечаток многофазных деформаций. Особенно отчетливо они проявляются в поясах диахизиса, где, как правило, обнаруживается чрезвычайно сложная складчатость вплоть до перекрестной. На территориях Канадского, Каапваальского щитов и щита Йилгарн структурный рисунок алданского этажа практически «стерт» кенорской и соответствующими ей складчатостями рубежа киватиния и афебия, на Балтийском и Украинском щитах — афебскими складчатостями. На Гвианском щите структура алдания сильно искажена относительно молодой гранитокупольной тектоники, проявляющейся также на многих других щитах. Поэтому уникальным, по всей вероятности, объектом для суждения о стиле собственно

алданских дислокаций, являются части Алданского щита, расположенные севернее Станового разлома. Это относительно большая по площади область, видимо, в наименьшей степени подвергалась более поздним деформациям. Не случайно на ее изучении основано большинство выводов о структуре алдании (архея).

Давно предполагалось, что кристаллические толщи Алданского щита смяты в складки выдержанного северо-западного простираения. После обнаружения в западной части щита крупного Нижнетимптонского гранитоидного купола появилась тенденция связывать с купольной тектоникой особенности структуры всего щита. История вопроса подробно изложена Л. И. Салопом (1971а), который пришел к выводу, что на всей территории щита складки «обладают весьма невыдержанным простираением и часто группируются в сложные системы типа складчатых овалов» (с. 6).

Этот вывод принимается не всеми исследователями. Е. М. Лазько (1971) подчеркивает, что наряду с куполовидными формами для архея также характерны протяженные складки, которые или усложняют куполовидные, или образуют самостоятельные системы. О. В. Грабкин (1965а, б), а вслед за ним М. З. Глуховский и А. Л. Ставцев (1973) проводят районирование щита по типу складчатости. Куполовидные формы, по их мнению, характерны в основном для западной части щита, тогда как в восточной преобладают линейные складки северо-западного простираения. Этот вариант более приемлем, особенно если учесть, что в западной части щита обнажена нижняя из серий алданского комплекса — иенгская.

Л. И. Салоп указывает, что полученный им вывод основан на дешифровании аэрофотоснимков, которые прежде для картирования привлекались мало. Между тем в свете работ В. В. Эза (1968, 1970) становится ясной ограниченная возможность применения этих материалов. На аэрофотоснимках очень отчетливо проявляются гряды, обусловленные различной степенью сланцеватости, трещиноватости, линейности и полосчатости. Эти метаморфогенные элементы текстуры не всегда совпадают со слончатостью, а поэтому выделенные по ним формы являются не первичными, а наложенными, совпадающими с первичными лишь на отдельных участках.

Большое значение для познания структуры Алданского щита имеют работы Р. Ф. Черкасова (1973а, б). В исследованиях использовался петрографо-структурный метод с расчленением толщ по регионально выдержанным маркирующим горизонтам. Выделив повсеместно распространенные относительно простые правильные складки предельно большой для района величины, названные *базисными*, Р. Ф. Черкасов исследует затем их ансамбли. Для складчатости прогрессивного этапа развития выявлена дискретность при переходе от одного размера складчатых форм к другому. Таким образом, показано, что «для алдания характерно не случайное и хаотическое нагромождение пликативных дислокаций разных размеров и формы, а закономерное сочетание правильно чередующихся складок и складчатых структур нескольких порядков» (Черкасов, 1973б, с. 149). Таких порядков намечено пять.

Р. Ф. Черкасов (1973а, с. 21), сравнивая степень кривизны пликативов по методике Н. С. Шатского, приходит к выводу, что «величина наклона крыльев главных ансамблей алдания близка к таковой крупнейших платформенных пликативов» фанерозоя. Этот вывод важен с точки зрения познания эволюции структур. Но из работ Р. Ф. Черкасова вытекает и другое не менее важное заключение. Складчатые ансамбли алдания по степени дифференцированности на формы разного порядка вполне отвечают складчатым областям фанерозоя. Не случайно Р. Ф. Черкасов использует терминологию, применяемую к элементам складчатых поясов (антиклинорий, мегантиклинорий и т. п.). Для платформенных структур фанерозоя такая степень дифференцированности не характерна.

На примере Алданского щита можно видеть, что саамская консолидация, завершившая протогей, привела к образованию участков с

преобладанием как куполовидных (Нижнетимптонский блок), так и линейных (Тимптоно-Джелтулинский блок) форм. К числу линейных форм следует отнести и Анабарский массив, интерпретация структуры которого с позиций купольной тектоники (Салоп, 1973, с. 81, рис. 12) не представляется удачной. В настоящее время нет данных, на основе которых можно было бы подразделить территорию континентов на области с преобладанием куполовидных и линейных форм. Однако важно констатировать сам факт существования таких районов, обнаруживающих принципиальное сходство с линейными и центрально-площадными структурами фанерозоя (Драгунов, 1968).

Нельзя безоговорочно принять вывод некоторых геологов об отсутствии в протогее горизонтальных напряжений. Широкое развитие опрокинутых (вплоть до лежащих изоклинальных) базисных складок с ним не согласуется. Точнее, видимо, говорить о локализации этих напряжений в зонах, по площадям явно меньших, чем в фанерозое.

Отстаивая специфику складчатости алданского этажа, большинство исследователей обращают внимание на особенности условий ее формирования. В частности, подчеркивается, что образование складок происходило в условиях резко выраженной пластичности пород и их текучести (Лазько, 1971). Часть исследователей связывает эти особенности с факторами глубинности и повышенной температуры, другие — только с последним из них. В любом случае подобные условия ныне характерны для «корневых» зон геосинклинальных складчатых областей, на чем основано выделение В. В. Белоусовым (1962, 1975а) типа «глубинной» складчатости. Можно по-разному оценивать глубину среза алданского этажа, но это не является препятствием для сопоставления структуры этажа структуре складчатых областей фанерозоя (или, точнее, глубинных частей этих областей).

Из изложенного можно сделать вывод, что алданский этаж в целом сложен комплексами, вполне сопоставимыми по главным характеристикам с геосинклинальными складчатыми комплексами более молодых этажей. Следовательно, нет оснований для выделения в геологически обозримой истории Земли догеосинклинальной стадии развития. Вместе с тем образования протогеея отличаются от более молодых геосинклинальных складчатых комплексов по ряду дополнительных классификационных признаков, что и позволяет нам изучать эволюцию осадочной оболочки, ее главных элементов.

Чрезвычайно широкое распространение метабазитов и метагипербазитов указывает на принадлежность всех формационных рядов к группе эвгеосинклинальных комплексов. Рядов, которые могли бы сопоставляться с миегеосинклинальными и платформенными, достоверно не установлено. Эвгеосинклинальные формационные ряды лишь в самых грубых чертах обнаруживают упорядоченность, проявляющуюся в некотором уменьшении содержания метавулканитов в верхних частях разрезов. Эта упорядоченность должна трактоваться, видимо, как следствие моноциклического развития геосинклинальных областей протогеея. Вместе с тем ряды слабо дифференцированы и типовые формации в них неоднократно чередуются, появляясь на разных уровнях. Следовательно, моноциклическое развитие геосинклиналей осложнено ритмичностью, по-видимому, регионального характера. Обращает на себя внимание незавершенность рядов, отсутствие в их составе гомологов молассовых формаций. Отсутствие грубообломочных пород подтверждает вывод о непрерывности рядов и их структурном единстве.

Ряд магматических формаций алданского возраста также моноциклически (с. 68, 69). Отличительной особенностью магматизма протогеея является его теснейшая связь с метаморфизмом, подробно описанная Е. М. Лазько (1970). Автор считает, что чрезвычайно характерные для этажа мигматиты могут иметь как магматическое, так и метаморфиче-

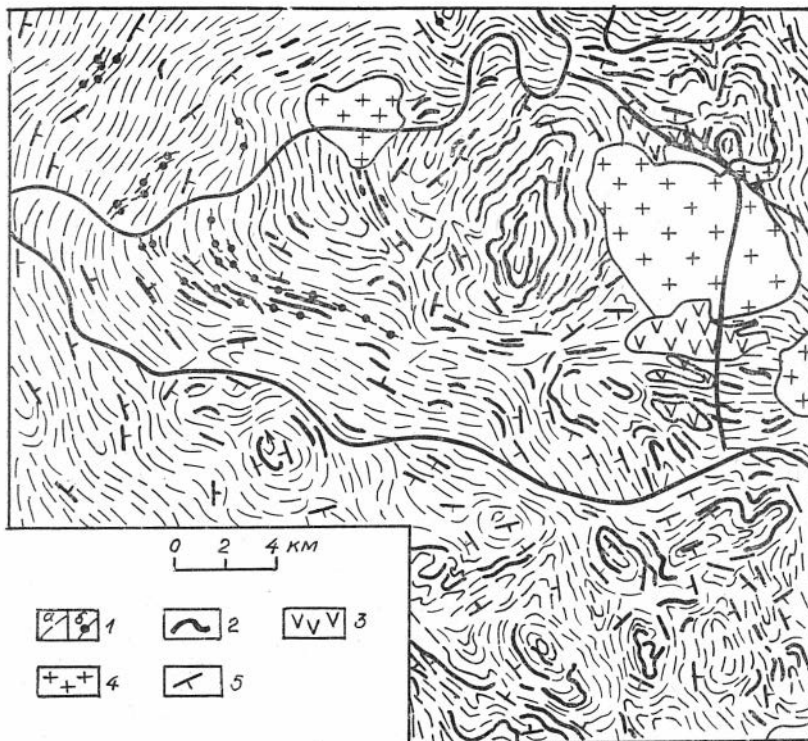


Рис. 48. Схема структуры курультино-гонамского комплекса в бассейне р. Сутам (по М. З. Глуховскому, Е. В. Павловскому, 1973).

1 — структурные линии (а — кристаллические сланцы и гнейсы основного состава, б — глиноземистые породы); 2 — пласты мономинеральных и железистых кварцитов; 3 — габбро-анортозиты; 4 — мезозойские граниты; 5 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости.

ское происхождение. С полями мигматитов теснейшим образом связаны интрузивные (анатектические, палингенные) гранитоиды, обнаруживающие, как и метасоматиты, большое сходство с вмещающими породами по химическому и минералогическому составу. Важной особенностью гранитоидов алданя является то, что «они не несут на себе никаких признаков, которые позволили бы выделить среди них разные фации глубинности» (Лазько, 1970, с. 62).

Указанные особенности алданского этажа свидетельствуют о своеобразии геосинклиналей протогея. Они обычно связываются с повышенной температурой недр, со спецификой состава атмосферы и гидросферы и даже с полным отсутствием последней (Кирилюк, 1971). Более сложен вопрос о специфике конседиментационных тектонических движений. Для его решения нет достаточных данных. Огромные мощности, указываемые для алданского этажа, замерены по несовершенным методикам, степень изменчивости мощностей не установлена. Нет даже принципа определения нижней поверхности этажа, так как определяемые с помощью геофизических методов поверхности Мохо и Конрада рассекают этаж и находятся в неясных соотношениях с его границами.

Судя по интенсивной повсеместной складчатости этажа, глубокой степени его метаморфизма, регионально проявленной магматизации и гранитизации, саамская консолидация была глобальной и привела к образованию осадочно-метаморфической оболочки континентов, в какой-то мере сопоставимой с «гранитным» слоем современной коры, как это предполагает В. Е. Хаин (1973).

Продолжительность протогея оценить трудно. Л. И. Салоп (1973) определяет время проявления саамской консолидации цифрой в 3500 млн.

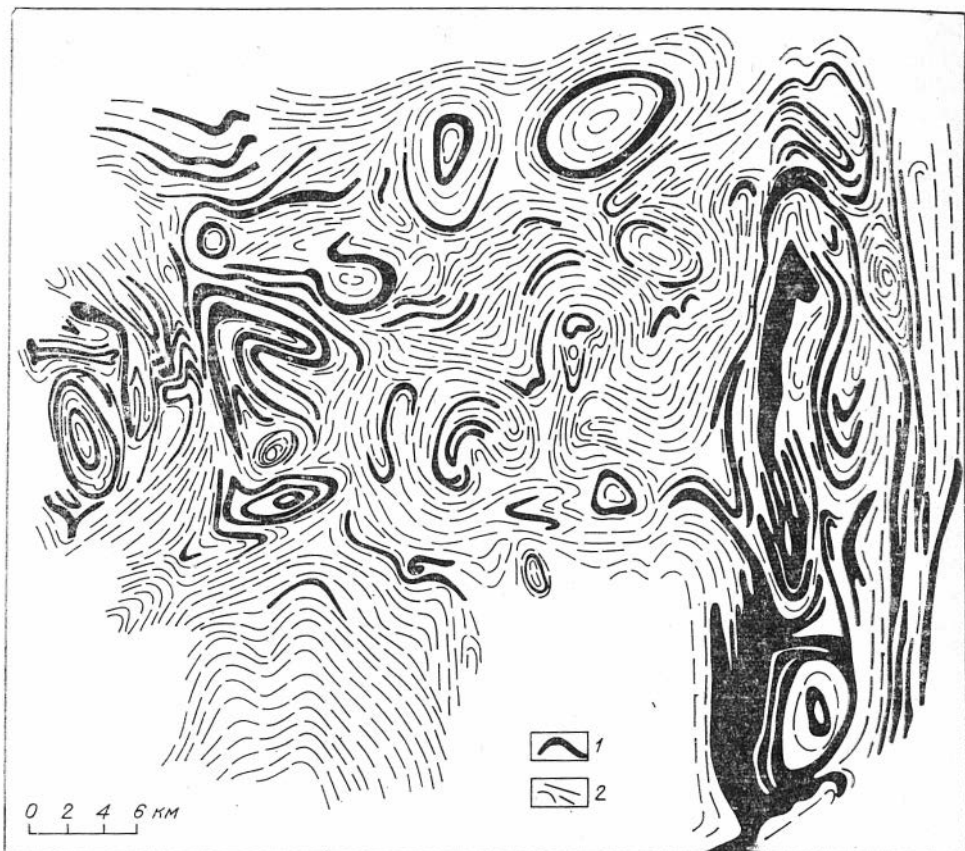


Рис. 49. Катазональный структурный стиль в глубокометаморфизованном фундаменте района Фиске-фьорда, Западная Гренландия (по Windley, Bridgewater, 1971).

1 — двупроксеновые амфиболиты; 2 — гнейсы.

лет. Среди приводимых автором отдельных датировок алданских пород и их групп такие и большие значения имеют лишь около 20%, около 17% отвечает интервалу 3500—3000 млн. лет, а остальные явно «омоложены». По-видимому, точная датировка эпохи консолидации на такой основе вряд ли возможна. Поэтому мы принимаем для определения возраста эпохи широкий интервал — 3600—3000 (3300 ± 300) млн. лет. Последняя цифра, принятая нами ранее (Борукаев и др., 1970) в качестве рубежа алдания и киватиния, получила подтверждение в работах по геохронологии Родезийского массива (Wilson, 1973). Если считать, что начало протогея совпадает с возникновением Земли, и определить его в интервале 5000—4500 млн. лет, как принимается ныне многими исследователями, то длительность протогея составит около 1500 млн. лет. При этом он будет охватывать выделяемые разными авторами догеологический этап, лунную стадию, катархей и т. п. Разделению протогея на «мезохроны» препятствует непрерывность формационных рядов алданского этажа.

В связи со сказанным вернемся к вопросу о лунной стадии развития Земли. Очевидно, в качестве таковой выделялась первая половина протогея, так как именно для нижней части алданского этажа наиболее характерны metabazites. Однако выделение стадии вряд ли целесообразно, если учесть непрерывность формационных рядов и наличие metabazites во всем разрезе. Стиль складчатости нижней и верхней частей этажа идентичен (рис. 48, 49). Что касается догеологического этапа развития планеты, то его характеристика находится в компетенции космогонии.

ДЕЙТЕРОГЕЙ

Саамская α -консолидация привела к превращению всей площади геосинклиналей протогея в складчатые области и образованию на их территории прототипа современной сиалической коры. Последовавшая за консолидацией α -регенерация вызвала дробление этой коры, в результате чего возникли новые геосинклинальные области, ознаменовавшие начало следующего мегахрона в развитии Земли. Если протогея представляется нам ныне в виде единого моноциклического этапа, характеризующегося общностью главных черт на всей поверхности континентов, то дейтерогея существенно от него отличен. Этот второй мегахрон можно уверенно подразделить на стадии. При этом выявляется неравномерность развития отдельных сегментов Земли, существенная латеральная неоднородность ее поверхности.

Главной чертой α -регенерации начала дейтерогея является то, что в результате ее проявления возникли обширные ортогеосинклинальные области с ярко выраженным инициальным вулканизмом. Ортогеосинклинальные комплексы киватинского возраста обнаруживаются на территориях практически всех щитов древних платформ (за исключением Восточно-Антарктической) и, как и толщи алданского этажа, весьма сходны между собой по составу и строению. Если вопрос о геосинклинальной природе алданских образований решается в известной мере условно, то мнение о геосинклинальном характере киватиния в настоящее время разделяется большинством исследователей. Оно укрепились после геологических экскурсий, прошедших по типовым участкам распространения канадского «архея» во время XXIV сессии Международного геологического конгресса (Ажгирей, 1974; Лазько, 1974; Салоп, 1974).

Конседиментационный структурный рисунок ортогеосинклинальных областей существенно изменен последующими складчатостями и гранитизацией, поэтому вопросы их палеотектонического районирования дискутируются. Довольно определенно установлено, что эвгеосинклинальные прогибы имели прямолинейную и квазилинейную (криволинейную) формы. Их образование связывают с глубинными разломами, которые в отчетливой форме, видимо, впервые проявились на рубеже протогея и дейтерогея. В составе эвгеосинклинальных комплексов киватиния большую роль играют основные вулканы и гипербазиты. Очевидно, что формирование прогибов происходило на меланократовом фундаменте преимущественно в зонах, возникших в результате растяжения сиалической коры.

Проведенные в последние годы детальные геохимические исследования позволили установить аналоги зеленокаменных комплексов эвгеосинклиналей дейтерогея среди современных геологических образований. А. Энгель (Engel, 1963) отметил поразительное сходство зеленокаменных толщ Канадского щита и вулканогенно-осадочных комплексов молодых островных дуг. При этом нижняя часть разреза относилась к офиолитовой ассоциации, а верхняя, существенно осадочная, сопоставлялась с флишевой и молассовой суперформациями. Ныне такое сопоставление несколько уточнено. К. Анхаеуссер (Anhaeusser, 1973) полагает, что коматиты группы Онвервайт следует сопоставлять только с вулканидами океанической абиссали. Некоторые тонкие химические различия указывают на больший «примитивизм» верхней части группы, сложенной вулканидами от основного до кислого состава, в сравнении с их гомологами в современных островных дугах. К. Анхаеуссер склонен рассматривать зеленокаменные прогибы как особые формы, отличные от геосинклиналей, отрицая, по-видимому, и геосинклинальную природу островных дуг. Тем не менее коматитовую толщу он сопоставляет с древней океанической корой, или основанием геосинклинальных комплексов.

В пределах многих щитов в зеленокаменных поясах наряду с зонами, сложенными в основном вулканитами, выделяются соседствующие с ними участки, в разрезах которых преобладают осадочные образования. Области распространения таких толщ параллелизуются в палеогеографическом аспекте с «междуговыми бассейнами» (окраинными морями), а в тектоническом — с миогеосинклиналями. Иногда в качестве миогеосинклиналей рассматриваются «гнейсовые пояса», к которым тяготеют терригенные формации. При этом геосинклинальная область представляется в виде частого чередования эв- и миогеосинклиналей шириной всего в 50—200 км каждая. Такой рисунок специфичен и неизвестен ни в одной более поздней геосинклинальной складчатой области. Для его объяснения привлекается гипотеза широкого дрейфа, приводящего к аккреции («слипанию») дуг, междуговых бассейнов и протоконтинентальных сегментов (микрократонов) (Энгель, Энгель, 1973). В этом случае становится ясным, что современный структурный рисунок в большей мере отражает постседиментационные формы, чем конседиментационные, а кажущиеся существенными различия разрезов связаны отчасти с различной глубиной эрозионного среза. Поэтому сопоставление междуговых бассейнов с миогеосинклиналями вряд ли корректно.

Наличие в пределах киватинских геосинклиналей микрократонов достоверно установлено лишь в единичных случаях (Bridgewater *et al.*, 1973). О вероятном более широком их распространении свидетельствует ряд косвенных признаков. Это разрывные ограничения геосинклинальных ветвей, их упорядоченная ориентировка в пределах широких площадей при различии простираний на разных площадях, наличие в киватинском этаже конгломератов с частой (до 10%) экзотической галькой гранитоидов и т. п. Однако первоначальные размеры и форма микрократонов остаются неизвестными, поскольку они подверглись изменению в ходе последующей истории.

На краевые части микрократонов, по-видимому, были наложены борта смежных геосинклиналей. В тех немногих случаях, когда удается наблюдать непосредственный контакт алданских и киватинских комплексов, в основании последних залегают маломощные фалаховая и иногда карбостромовая формации (группа Стип-Рок, Себаквий II, тикшеозерская серия), свидетельствующие о денудации сиалических блоков после саамской консолидации. Залегающие выше толщи содержат большое количество основных вулканитов и ультрабазитов, что говорит о принадлежности комплексов к группе эвгеосинклинальных. По-видимому, на стадии осадконакопления «жесткость» микрократонов не проявлялась, и эти формы вместе со смежными геосинклинальными прогибами подвергались интенсивному опусканию. В некоторых случаях эвгеосинклинальные области включали в себя небольшие «осколки» сиалической коры, сплошь перекрытые вулканогенными толщами, но сохранившие «свой» структурный план (Wilson, 1973).

В начале дейтерогея формировались довольно однообразные осадочно-вулканогенные комплексы. В их составе преобладает спилито-кератофировая формация. Иногда она целиком слагает части формационных рядов, относящиеся к киватинию (Балтийский и Гвианский щиты, южная часть Алданского щита и т.п.). В других районах в верхней половине киватиния она уступает ведущую роль терригенным толщам аспидной? и граувакковой формаций.

Выше отмечалось, что эвгеосинклинальные комплексы киватиния иногда состоят из двух ритмов, каждый из которых начинается офиолитами и спилито-кератофировой формацией, а завершается терригенной толщей. Такая ритмичность характерна для разрезов щитов Илгарн и Канадского и иногда предполагается для Каапваальского щита. Однако эти седиментационные ритмы неравнозначны. Лишь в верхнем

из них обнаруживаются гомологи моласс (слои Каррауанг, группа Доминион-Риф, верхняя часть группы Тимискаминг). Анализ мощностей указывает на редукцию терригенного члена в нижнем ритме (провинция Сьюпириор) и офиолитового — в верхнем (щит Йилгарн). В провинции Слейв формационный ряд моноцикличен, а киватинская часть сквозных рядов (охватывающих также афебий) представлена почти исключительно вулканогенными образованиями (конкско-верховцевская серия, формация Каричапо, серия Биррим и т. д.). Очевидно, отмеченная ритмичность является фактором II порядка, осложняющим общую направленность рядов, которую можно интерпретировать в плане моноциклического развития упомянутых киватинских геосинклиналей.

Охарактеризованные особенности показывают, что геосинклинальные области начала дейтерогея по своим признакам и широте распространения вполне отвечают понятию *пангеосинклинали*, как и их предшественница панэвгеосинклиналь протогея. В отличие от панэвгеосинклинали отдельные участки пангеосинклинали дейтерогея заведомо закладываются на примитивной сиалической коре, тогда как другие — на меланократовом фундаменте в зонах растяжения коры. Однородный состав вулканогенных толщ киватинского возраста во всех известных выходах свидетельствует о том, что сиалическая кора имела еще малую мощность и наличие ее блоков внутри геосинклиналей не оказывало существенного влияния на условия осадконакопления. Иными словами, геосинклинальные области раннего дейтерогея не были существенно дифференцированы на структурные элементы. Некоторые исследователи (Macgregor, 1951; и др.) с большими основаниями полагают, что породы киватинского этажа перекрывали площадь геосинклинальных областей почти сплошным плащом, а современная дифференциация на зеленокаменные и гранитогнейсовые «пояса» является следствием последующих процессов. Наличие мощных горизонтов конгломератов, распределенных в вулканогенной толще спорадически, логичнее трактовать как следствие эпизодических подвижек блоков по разрывам, чем исходя из предположения о существовании постоянно размывавшихся геоантиклинальных поднятий. Геоантиклинальные поднятия, по-видимому, возникают на второй стадии развития геосинклинальных областей, когда вулканогенные образования уступают ведущую роль терригенным.

На протяжении дейтерогея происходит усложнение структурного плана геосинклинальных областей, их дифференциация. Отдельные крупные участки испытывают складчатость, а процессы гранитизации и ультраметаморфизма приводят к увеличению мощности сиалической коры и превращению таких участков в консолидированные области. С этим процессом связывалось, в частности, предгуронское «главное» несогласие Канадского щита, обусловленное лаврентьевской «революцией» Г. Штилле. На синоптических диаграммах радиометрических анализов (см. рис. 42, 43) был выбран примерно отвечающий несогласию пик — 2600 млн. лет, закрепленный в геохронологических схемах в качестве границы высочайшего ранга.

Однако анализ современных данных показывает, что хотя консолидация и в отдельных участках происходила в сравнительно непродолжительные интервалы времени, эти интервалы нельзя группировать методом статистического усреднения. Процесс консолидации не сводится ни к эпохе складчатости, ни, тем более, к отдельному диастрофическому циклу. Покажем это на примере областей, в которых фундаменты и чехлы консолидированных областей сравнительно хорошо датированы радиометрическими методами.

Наиболее древним нескладчатым комплексом является толща Понгола Свазиленда, интродуцированная основными и кислыми интрузиями с возрастом 3070—2874 млн. лет (Anhaeusser, 1973), тогда как

гомогенные гранодиориты, прорывающие фундамент, датированы цифрами около 3000 млн. лет. Возраст толщи Понгола, следовательно, составляет 2900—3000 млн. лет. Цифрой в 3000 млн. лет определяется также консолидация щита Пилбара (Hogwitz, 1967). Несколько моложе (2900—2800) толща Доминион-Риф, распространенная в более западных районах Каапваальского массива. Консолидация Родезийского массива связывается Дж. Уилсоном (Wilson, 1973) с гранитоидами 2900 (в северной и западной частях) и 2600 млн. лет (в южной и восточной частях). Максимальный возрастной предел надгрупп Гурон и Анимики района Великих озер М. А. Семихатов (1974) определяет в 2700—2600 млн. лет. На щите Йилгарн граниты фундамента пересечены пегматитами с возрастом 2400—2600 млн. лет (Compston, Arriens, 1968), а базальные горизонты полого залегающей надгруппы Маунт-Брус надежно датированы цифрой 2250 млн. лет. В Байкальской складчатой области консолидация завершается к началу формирования удоканской серии, нижняя граница которой определяется в 2400 млн. лет (Тектоника Якутин, 1975). Время ятулийской седиментации И. М. Горохов и др. характеризуют цифрой 2040 млн. лет, тогда как предшествовавшая ему селецкая складчатость не древнее 2100—2200 млн. лет.

Нижнюю границу платформенной формации Порайма Гвианского щита определяют в 1700—1900 млн. лет (Choubert, 1974; Докембрий..., 1976б). Наконец, серия Хуто Китая сравнительно полого залегает на интенсивно складчатой серии Утай, прорванной пегматитами с минерализацией 1800—1900 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970).

В региональных стратиграфических шкалах почти все названные рубежи в то или иное время принимались в качестве границы архея и протерозоя, так как отвечают «главному несогласию» в отдельных регионах. Лишь радиометрические методы позволили выявить резкую асинхронность этого несогласия. Лаврентьевская «революция» Г. Штилле, таким образом, в планетарном масштабе охватывает интервал около (или более) 1000 млн. лет.

Консолидация местами сопровождалась формированием моласовых толщ и массовым образованием гранитоидных батолитов, и в этом смысле ее можно в какой-то мере параллелизовать с завершающей складчатостью. Особенность магматизма в том, что в отличие от нормальных и щелочных микроклиновых гранитов, сопутствующих главной складчатости, батолиты, возникающие при консолидации, сложены в основном плагиогранитами, адамеллитами, гранодиоритами и тоналитами. Этот факт послужил основой для гипотезы, что нормальные граниты появляются в истории Земли лишь в «протерозое» (Магто, 1971). Гипотеза эта не подтверждается, поскольку, как мы видели, в конце протогея формируется широкая гамма гранитоидов вплоть до аляскитовых гранитов, галька которых обнаруживается в нижних горизонтах киватинского этажа (Kupická, 1975).

Из-за особенностей процесса консолидации и его отличий от завершающей складчатости Е. В. Павловский (1975а) называет его кратонизацией, используя предложенный для другого явления термин А. А. Богданова (1968), Н. П. Семененко (1970), — стабилизацией и т. п. Чаще консолидация параллелизуется с завершающей складчатостью, которая именуется кенорской, архейской и т. п. Такому отождествлению противоречат данные анализа последующей истории консолидированных областей.

Непосредственно за консолидацией или после небольшого (50—150 млн. лет?) перерыва следует регенерация, вновь существенно изменяющая структурный рисунок геосинклинальных областей. В результате регенерации возникают крупные жесткие блоки, выделенные нами в категорию щитовых массивов, и смежные с ними наложенные геосинклинальные области. Последние характеризуются мозаич-

ным рисунком, определяющимся сетью геосинклинальных ветвей, в ячейках которой располагаются микрократоны.

Представления о «стабилизации», предшествующей этой регенерации, в известной степени справедливы в отношении щитовых массивов, на территории которых после консолидации до конца дейтерогей уже не проявлялась альпинотипная складчатость. Осадконакопление во второй части дейтерогей здесь проходило в обширных бассейнах, которым в современной структуре отвечают необращенные синеклизы и впадины. Пласты в них залегают очень полого, что и привело к представлениям о протоплатформах. Однако, как было показано, огромные мощности толщ, повышенное содержание вулканитов и сходство формационных рядов с таковыми смежных геосинклиналей позволяют интерпретировать условия осадконакопления как миогеосинклинальные. Именно в этих условиях формируются геосинклинальные нескладчатые комплексы (Маунт-Брус, ятулий — суйсар, удоканская серия и т.п.). Щитовые массивы рассматривались некоторое время как «зеленокаменные ядра роста континентов», как «нуклеары». Сейчас определенно выявляется, что они представляют собой «осколки» складчатых областей, консолидированных в середине дейтерогей и «уделевших» в ходе последующей регенерации. В этом отношении они как бы совмещают в себе признаки массивов ранней консолидации и остаточных.

В то же время нельзя отрицать, что именно щитовые массивы являлись областями наиболее интенсивного роста гранитных куполов, апогей которого совпадает с моментом консолидации фундамента массива. В этом смысле справедливо высказывание Е. В. Павловского (1975 г., с. 7) о том, что рост куполов был «ведущим фактором тектогенеза». Следует только добавить, что этот процесс проходил как при отсутствии полей интенсивных горизонтальных напряжений, так и при их наличии.

Интересные в этом аспекте результаты получены М. Литерландом (Litherland, 1973) на территории Родезийского массива, где А. Макгрегор (Macgregor, 1951) описал классические «стада куполов». Здесь вулканогенно-осадочная толща вскоре после своего отложения была смята в крутые и опрокинутые линейные складки восток-северо-восточного простирания. Затем она была прорвана интрузиями тоналитов и гранодиоритов, сформировавшихся в две фазы. С третьей фазой внедрения гранитоидов связывается новая складчатость, усложнившая первоначальный рисунок, но также обусловленная горизонтальным сжатием. Вслед за этим происходит гранитизация в условиях мезозоны метаморфизма с частичным переплавлением пород и образованием палингенных гранодиоритов и гранитов. Завершение консолидации знаменуется внедрением малых интрузий кислого и в небольшом количестве основного состава. Отсюда следует, что рост куполов начинается на поздней стадии развития складчатой области, когда складчатая структура уже в основном сформирована в условиях горизонтального сжатия.

После консолидации рост куполов замедлился, но еще продолжался во время накопления миогеосинклинальных чехлов, нижние части которых слабометаморфизованы. Чехол часто осложнен пологими куполовидными формами (купола Вредефорт, Сильвания и др.), развитие которых, по-видимому, завершается повсеместно более или менее синхронно близ рубежа 2000 млн. лет (так называемая эбурнейская складчатость и ее аналоги). В. Е. Хаин (1973) разграничивает этим рубежом ранний и средний протерозой, В. А. Рудник (1975) — археозой и протерозой, а Л. И. Салоп (1973) связывает с ним карельский диастрофический цикл.

В других частях консолидированных областей в результате регенерации возникают наложенные геосинклинальные прогибы типа Лаб-

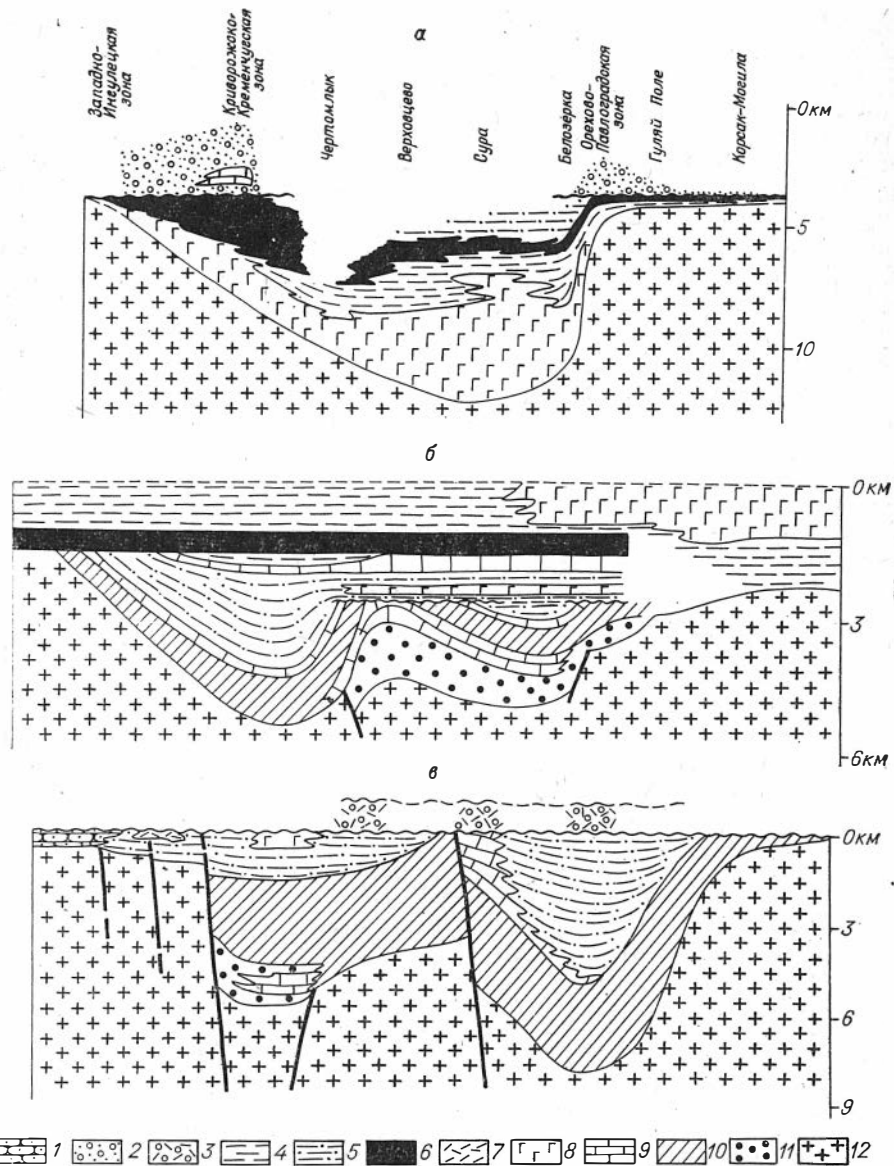


Рис. 50. Схемы развития складчатых ветвей на афебском этапе (выровнено по кровле домолассового комплекса).

а — Приднепровская ветвь (по материалам Г. И. Каляева, 1965); б — Лабрадорский трог (по Dimroth, 1972); в — ветвь Пайн-Крик (по материалам Geology..., 1968). *Формации и суперформации:* 1 — кварцевых песчаников; 2 — терригенная моласса; 3 — вулканогенная моласса; 4 — граувакково-сланцевая (аспидная); 5 — граувакковая (флишонидная); 6 — джеспилитовая; 7 — порфирировая; 8 — базальтовая; 9 — карбостромовая; 10 — терригенная смешанного состава; 11 — фалаховая; 12 — доафебское основание (в а — докиватинское).

радорского трога, Пайн-Крик, Аравалли и т.п. Уже на стадии осадконакопления для таких участков характерен гондванский структурный план. В своем развитии геосинклинальные ветви проходят ряд стадий от общего погружения через дифференциацию на внутренние прогибы и поднятия к превращению в складчатую зону антиклинорного строения. В их развитии улавливаются черты частной инверсии (см. рис. 22, 50), хотя определенную роль играют и унаследованные блоковые подвижки по глубинным разломам. В основании комплексов залегают нетипоморфные фалаховая и карбостромовая формации, тог-

да как типично геосинклинальные флишоидная, аспидная, джеспилитовая и редуцированная спилито-кератофировая соответствуют средним стадиям развития ветвей.

На основе рассмотренного материала можно оценить ранг лаврентьевской консолидации. Совершенно ясно, что этот процесс не отвечает α -консолидации Г. Штилле. Интервал, в пределах которого наблюдается возрастное скольжение «главного несогласия», почти полностью охватывает мегахрон. Вместе с тем лаврентьевская консолидация много значительнее γ -консолидаций, «пространственно довольно ограниченных и проявлявшихся внутри этой эры» (Штилле, 1964, с. 384). Следовательно, лаврентьевскую консолидацию можно рассматривать в качестве β -консолидации, не связывая, однако, ее проявлений с ограниченной по возрастному диапазону эрой складчатости.

Параллельно описанным структурным областям на протяжении практически всего дейтерогея развивались эвгеосинклинальные области, в которых лаврентьевская консолидация не проявилась. Это области типа Свекофеннской. Их положение в общей структуре своеобразно. В своем большинстве они приурочены к «симатическим зонам» распространения алданского этажа (с. 74), или к чарнокитовым поясам (Долгинов и др., 1973), занимая в их пределах центральное положение. Массивы алданских пород внутри этих эвгеосинклиналей чрезвычайно редки, а в Свекофеннской области, возможно, вообще отсутствуют. Структурно-вещественные комплексы слабо дифференцированы, а структурные рисунки характеризуются криволинейными элементами. Очевидно, такие эвгеосинклинали возникли на меланократовом фундаменте.

Прямых определений возраста нижних горизонтов геосинклинальных комплексов таких зон не имеется. Однако показательно, что «реликтовые» цифры среди множества радиометрических анализов отсутствуют. На этом основании Э. Велин (1972) определяет момент заложения Свекофеннской геосинклинали рубежом 2600 (?) или даже 2100 млн. лет. По аналогии можно предполагать, что граница всех других комплексов свекофеннского типа также существенно моложе рубежа протогея и дейтерогея, а соответствующие им эвгеосинклинали возникли в середине дейтерогея. Структурные рисунки и позиция областей подкрепляют это предположение. Структурные рисунки характеризуются слабой упорядоченностью, а в типовой Свекофеннской складчатой области рисунок не упорядочен. Широкое распространение лептитовой формации, образующей верхний член спилитово-аспидной суперформации, по-видимому, свидетельствует о весьма пологом зеркале складчатости. В этом отношении Свекофеннская складчатая область по структурному рисунку тяготеет к складчатым областям протогея, как бы повторяя их эволюционный путь на ином хронологическом уровне. Между тем и Свекофеннская, и аналогичные ей по вещественному выполнению геосинклинальные области развивались уже заведомо между участками развития сиалической коры, претерпевшими лаврентьевскую консолидацию. Можно предположить, что заложение таких геосинклиналей являлось процессом, компенсационным (резонансным) по отношению к консолидации в смежных участках.

От лаврентьевской консолидации существенно отлична алгомская. Если проявления лаврентьевской консолидации наблюдаются в течение почти всего дейтерогея, то алгомской — в значительно более короткий интервал времени (около 300 млн. лет). С учетом невысокой точности датировок отдельных толщ и пренебрегая достоверно установленным скольжением границ комплексов в пределах указанного интервала, можно считать, что алгомская консолидация проявилась более или менее синхронно в планетарном масштабе. Однако выражение ее в различных структурных областях было разным.

В эвгеосинклиналях свекофеннского типа алгомская консолидация обычно играет роль завершающей складчатости, так как сопровождается формированием вулканогенных моласс (1900—1700 млн. лет), пароксизмом складчатости и образованием гранитных батолитов. Аналогичная совокупность процессов проявляется одновременно и в наложенных миеосинклинальных областях, где местами формируется вулканогенная моласса. На территориях щитовых массивов консолидация связана с прекращением осадконакопления в изолированных бассейнах и впадинах и последующим внедрением пластообразных расслоенных интрузий, гранитов-рапакиви и штоков нормальных гранитов. Вулканогенные молассы здесь отсутствуют. Сходным образом проявилась консолидация в эвгеосинклинальных областях криворожского типа, где часто фиксируются две генерации гранитов, одна из которых (преимущественно плагиограниты) связана с лаврентьевской консолидацией, а другая (преимущественно нормальные и щелочные граниты) — с алгомской. Подобные разновозрастные генерации установлены и в некоторых областях свекофеннского типа (Espejo, 1974; и др.), где они, видимо, сближены во времени.

Таким образом представляется, что и алгомская консолидация в своем глобальном выражении не может прямо сопоставляться с завершающей складчатостью, от которой она отлична по ряду существенных признаков.

Консолидация как бы накладывается на структурные области, находящиеся на разных стадиях развития, с разным типом коры. Сиалическая кора является новообразованием лишь в областях свекофеннского типа, тогда как в других участках поверхности континентов формируется раньше, а в эпоху алгомской консолидации лишь гомогенизируется и наращивает мощность. После α -консолидации мощность коры в сиалических блоках «консервируется». В пределах таких блоков в последующем развитии возникает лишь наложенные структуры при полном отсутствии унаследованных.

Очень интересен эффект проявления алгомской консолидации в Лабрадорском трого. На поздних стадиях развития трого типичный миеосинклинальный режим качественно изменяется. Образование базитовой формации, в известной мере напоминающей офиолитовую, является, по-видимому, выражением деструктивного процесса и, возможно, знаменует собой возникновение новой эвгеосинклинальной области. Алгомская консолидация прерывает этот процесс. Вероятно, близкая картина характерна для Карельской и Кольской складчатых областей, где базитовая формация широко представлена в ятулийско-суйсарском комплексе.

Алгомская консолидация охватывает значительный промежуток времени, соизмеримый с палеозоем. В рамках палеозоя выделяется от трех до пяти эпох складчатости. Выше (с. 104) было отмечено, что радиометрическими методами улавливается некоторая асинхронность афебских вулканогенных моласс. Группа молассовых комплексов с датировками около 2000—1900 млн. лет обычно связывается с эбурнейской складчатостью, другая — с датировками около 1800—1700 млн. лет — с гудзонской (свекофеннской, буларенигдской). Взаимоотношения названных эпох окончательно неясны, но не исключено, что эпоха консолидации охватывает две или более эпох складчатости, или такая эпоха ей предшествует. Алгомская консолидация по масштабам синхронного проявления гранитного вулканизма в самых различных структурных обстановках и связанной с ним гомогенизации коры континентов сопоставима лишь с саамской.

Ни саамская, ни алгомская консолидации в отличие от завершающих складчатостей фанерозоя не приводили к типичному орогенезу (горообразованию) и формированию характерных для него сводовоглыбовых поднятий, межгорных впадин, краевых прогибов и вулкани-

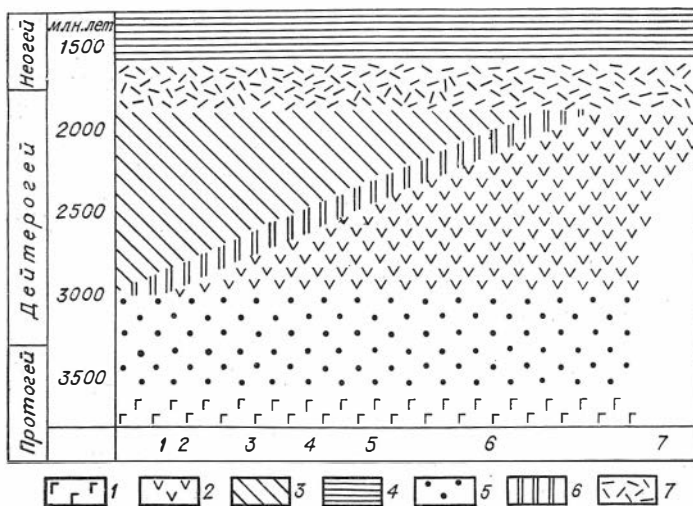


Рис. 51. Схема развития осадочной оболочки в дейтерозое.

1 — данэвгеосинклиналь; 2 — эвгеосинклинальные области; 3 — наложенные многоэосинклинальные области; 4 — плиты; 5 — саамская α -консолидация; 6 — лаврентьевская β -консолидация; 7 — алгомская α -консолидация. Цифрами обозначены типовые разрезы: 1 — щит Пилбара; 2 — Каапваальский массив; 3 — Родезийский кратон; 4 — массив Сьюприор; 5 — плита Наллагайн; 6 — Карельская складчатая область; 7 — Свекофеннская складчатая область.

ческих поясов. Отдаленное сходство с вулканическими поясами можно усмотреть, пожалуй, лишь в контурах Готской зоны Балтийского щита. Большой же частью вулканогенная моласса залегает в широких впадинах и синеклизах и начинается собой разрез чехла.

Алгомская консолидация консервирует структурный план дейтерозоя и приводит к возникновению дорифейского панконтинентального кратона (панплатформы А. В. Пейве и В. М. Синицына). Поэтому ее следует рассматривать в качестве α -консолидации. Именно к такому процессу, вероятно, следует применять предложенный А. А. Богдановым (1968) термин «кратонизация».

Во второй половине дейтерозоя впервые в истории Земли проявляется диасхизис. В очень грубой форме можно наметить две эпохи проявления этого процесса. Одна из них связана, видимо, с дифференциацией геосинклиналей криворожского типа (2800—2400 млн. лет), другая — с возникновением и развитием геосинклиналей свекофеннского типа (2400—1800 млн. лет). Проявления диасхизиса свидетельствуют о высокой степени консолидации коры на некоторых участках еще до наступления эпохи алгомской α -консолидации.

Принципиальная схема развития структуры континентов в дейтерозое показана на рис. 51.

НЕОГЕЙ

Принято считать, что структура рифея аналогична, если не тождественна, структуре фанерозоя. Все фанерозойские складчатые пояса заложились и прошли долгий путь развития в рифее. На рубеже рифея и кембрия крупного планетарного несогласия не фиксируется. Большое сходство отмечается между верхнедокембрийскими и фанерозойскими формациями. Отсюда иногда делался вывод о прямой преемственности структуры фанерозоя от таковой рифея. Байкальская складчатость представлялась лишь фактором, осложняющим единый крупный цикл развития.

Именно такие представления закреплены в подразделении геологической истории Земли на протозой и неогей с границей между ними

на рубеже афебия и рифея. Значение этой границы чрезвычайно велико, хотя, как было сказано ранее, на наш взгляд, с ней вполне сопоставимы еще два рубежа в истории планеты. Между тем еще в 1944 г. Г. Штилле (1964, с. 387) наметил внутри неогей границу более высокого порядка «между слабоороженным более древним и сильноороженным более молодым отрезками» мегахрона, связав ее с таконской (поздний ордовик) или сардинской (поздний кембрий — ранний ордовик) складчатостями. О большом историко-геологическом значении такого разделения напомнил Г. П. Леонов (1962).

В. В. Меннер и Н. А. Штрейс (1971) подчеркивают важность несколько иного рубежа — «величайшей биостратиграфической границы» между докембрием и фанерозоем, связывая с ним подразделение неогей лишь в северном полушарии. Примерно та же граница фигурирует в построениях Б. М. Келлера (1973в), отстаивающего единство и самостоятельность байкальского цикла. В любом из этих двух вариантов намечаются довольно существенные различия между фанерозоем и являющейся предметом нашего рассмотрения рифейской частью неогей.

Панконтинентальный кратон (или несколько кратонов), возникший в результате алгомской α -консолидации, подвергся денудации. Продолжительность этого процесса была различной в разных участках континентов, но его повсеместность не вызывает сомнений. Фактически нам не известен ни один разрез, в котором афебские толщи постепенно, без несогласия или размыва сменялись бы рифейскими. М. А. Семихатов (1974, с. 256) характеризует ранний рифей как «время общего высокого стояния кратонов, когда только по их краям существовали мелководные, в значительной своей части разобщенные бассейны, в которых накапливались продукты переотложения коры химического выветривания», и отмечает «господство платформенных формаций» в разрезах этой части рифейского этажа.

Перерыв, вызвавший формирование несогласия в основании платформенных чехлов и миогеосинклинальных комплексов неогей, охватывал иногда огромные промежутки времени (около 1000 млн. лет). Планетарный характер несогласия указывает на процесс активного «всплывания» континентов на рубеже дейтерогей и неогей. По-видимому, этот процесс можно связать с завершением образования континентальной коры практически на всей площади современных континентов (за исключением площадей эвгеосинклиналей фанерозоя, особенности развития которых рассматриваются ниже). Таким образом, представляется, что основная масса континентальной коры была сформирована к указанному рубежу, а в ходе дальнейшей геологической истории существенно не увеличивалась в объеме. К аналогичному выводу приходят в последнее время многие специалисты в области метаморфизма (Н. Л. Добрецов, Ф. П. Митрофанов и др.).

Существование эпиалгомского панкратона во многом определило характер развития структуры в раннем неогее. В составе отложений этого возраста абсолютно преобладают платформенные и сходные с ними во многим признакам миогеосинклинальные толщи. Среди них наиболее распространены карбостромовая и терригенная флишидная формации. Обилие строматолитов в карбонатных породах указывает на господство мелководных условий эпиконтинентального моря. Примечательная особенность рассматриваемых структурно-вещественных комплексов — выдержанность их состава на огромных площадях. Поэтому иногда возможна их межрегиональная корреляция путем прямого литологического сопоставления.

В рифейских структурно-вещественных комплексах иногда отмечается присутствие вулканогенных образований. Однако типичные их представители, которые могут рассматриваться в качестве офиолитовой

ассоциации и спилито-кератофировой формации, характерны лишь для наиболее молодых членов этажа — венда и отчасти верхнего рифея. В других частях этажа содержание вулканитов невелико. В этом отношении рифейский этаж резко отличен от киватинского и афебского, где продукты инициального вулканизма представлены очень широко и слагают нижние части разрезов.

Наиболее крупными тектоническими районами рифейского этажа являются планетарные геосинклинальные складчатые пояса, разделяемые ими платформы и интракратонные складчатые пояса.

Среди геосинклинальных складчатых поясов различаются Урало-Монгольский (Центрально-Азиатский), Тихоокеанский, Средиземноморский (Альпийско-Гималайский), Грампианский (Норвежско-Аппалачский) и предположительно Арктический. Все эти пояса резко наложены на более древние этажи, и их развитие в раннем неогее произошло по общей схеме.

Пояса закладывались как вытянутые линейные эпикратонные прогибы, в которых шло накопление толщ миеосинклинальной группы. Циркумокеанские Арктический и Тихоокеанский пояса состояли, вероятно, из отдельных звеньев, представленных такими прогибами.

Наиболее древний, видимо, Урало-Монгольский пояс. В его пределах местами развиты толщи нижнего рифея. На этом основании иногда делается вывод о значительной древности пояса, его унаследованном развитии с древних этапов (по Л. М. Парфенову, 1970, — с киватиния). В обоснование приводятся также факты совпадения простираний дорифейских и рифейской толщ в отдельных участках пояса. При такой трактовке, однако, не учитывается завершенность развития дорифейских геосинклиналей и существенные различия в структурных рисунках рифейского и дорифейских этажей. Упомянутые совпадения простираний наблюдаются локально и отчасти связаны с интенсивным проявлением повторной складчатости, наложенной на древние толщи. К тому же нет никаких данных о более или менее сплошном распространении нижнерифейских толщ на территории пояса. Скорее всего, в раннем рифее лишь наметились его контуры, в пределах которых располагались плоские удлинённые и, вероятно, изолированные друг от друга впадины.

В других геосинклинальных поясах достоверных нижнерифейских отложений не установлено. Очень своеобразно развитие нижнерифейской геосинклинали Маунт-Айза. Эта геосинклинальная система, состоящая из двух прогибов, разделенных центральным поднятием (геоантиклиналью), наложена на афебскую складчатую область северной Австралии. За сравнительно короткий период (в интервале 1750—1500 млн. лет) она прошла два цикла геосинклинального развития. Аналогов этой геосинклинали не обнаружено. Примечательно ее изолированное положение. Ранее (Борукаев, 1970б) она включалась нами в состав Тихоокеанского пояса. Однако позже (Докембрий..., 1976а), когда были уточнены соотношения этой системы с входящей в пояс геосинклиналью Аделаида, выяснилась относительная молодость пояса. Лишь толща, выполняющая Учуро-Майский прогиб, который иногда включается в состав пояса, содержит в своем составе базальные мало-мощные нижнерифейские отложения.

В последние годы осложнился вопрос о развитии Уральской рифейской миеосинклинали, ранее казавшийся столь ясным. Тенденция к переоценке возраста бурзянской серии ставит под сомнение перманентное развитие миеосинклинали на протяжении всего рифея. Если древность бурзянской свиты, предполагаемая Л. И. Салопом и др., подтвердится, то, возможно, надо будет признать отсутствие в разрезе нижнего рифея, так как среднерифейский возраст юрматинской серии как будто надежно обоснован.

В Тихоокеанском поясе интенсивное прогибание начинается на рубеже раннего и среднего рифея. Именно в это время возникают миогеосинклинальные эпикратонные области Белт, Аделаида, Верхояно-Чукотская и, вероятно, Росская, а также внешняя зона Андской геосинклинали Южной Америки. В строении этих звеньев пояса усматриваются черты большого сходства. Главные из них — наличие микрократонов, карбонатно-терригенный (при отсутствии значительных проявлений вулканизма) тип осадконакопления и характерный структурный рисунок областей, близкий к гондванскому.

В Урало-Монгольском поясе примерно в начале среднего рифея происходит отчетливая тектоническая дифференциация территории. Здесь тоже возникает множество многоугольных микрократонов, разделенных трогами. В трогах накапливаются мощные сланцевые толщи, тогда как на микрократонах преобладают карбонатно-терригенные. Процесс растяжения сиалической коры, значительно усилившийся на этом этапе по сравнению с ранним рифеем, еще не приводит к широкому развитию инициальных вулканитов и отвечающих им эвгеосинклинальных зон. Среди среднерифейских вулканитов преобладают кислые разности, имеющие молассоидный облик и приуроченные к территориям наиболее поднятых микрократонов.

Заложение Грампианского пояса происходит лишь в позднем рифее. Возможно, в это же время формируется и Средиземноморский пояс, стратиграфия рифейских отложений которого разработана недостаточно для уверенных суждений. В Урало-Монгольском поясе этот этап сопровождается усилением растяжения, углублением разломов и расширением площадей эвгеосинклиналей. В Тихоокеанском поясе происходит формирование внутренней зоны, местами накладывающейся на внешнюю.

Рассмотренный материал показывает, что процесс «ассинтской регенерации» был весьма длительным и развивался сравнительно постепенно на протяжении около 1000 млн. лет. Привязка этапов развития поясов к границам подразделений рифея проведена нами весьма приближенно, так как в пределах длительно развивающихся поясов, как правило, обнаруживаются геосинклинали с разной продолжительностью развития и возрастом основания геосинклинального комплекса. В этом плане ассинтская регенерация сходна с лаврентьевской β -консолидацией, хотя направленность этих процессов противоположна.

В конце рифея — кембрии все пояса более или менее синхронно охватываются планетарным процессом, приведшим к образованию многочисленных офиолитовых зон. Такие зоны возникли преимущественно в центральных частях поясов, и в большинстве случаев (Урало-Монгольский, Грампианский, ?Средиземноморский пояса) их образование сопровождалось дрейфом сиалических масс. Именно этот момент является переломным в развитии геосинклиналей неогей. Если в рифее в геосинклинальных поясах неогей шло преобразование континентальной коры, ее уплотнение, утонение и растяжение, то в палеозое ведущей тенденцией вновь становится новообразование континентальной коры в ортогеосинклинальных зонах. Пройдя ряд стадий, отождествляемых с салаирской и каледонской складчатостями, этот процесс завершается в герцинскую эпоху новой α -консолидацией. Таким образом, на протяжении всего рифея континентальная кора практически не образовывалась.

В свете сказанного особое значение приобретает вопрос о байкальской складчатости. Если ранее полемика велась в основном о возрасте складчатости (кембрий, венд), то теперь многие исследователи вообще отрицают проявления складчатости в тектонотипе на рубеже докембрия и фанерозоя (Салоп, 1967; Берзин, 1967; Бутов и др., 1974; и др.). Детальные стратиграфические исследования, проведенные В. В. Хомен-

товским и В. Ю. Шенфилем (1976), показали отсутствие крупных пере­рывов и несогласий в южном обрамлении Сибирской платформы как в основании кембрия, так и в подошве венда. Эти геологи справедливо связывают наличие локальных несогласий с некоторой интенсифика­цией роста геоантиклинальных поднятий на соответствующих рубежах, не параллелизуя этот процесс с «завершающей» складчатостью. Дейст­вительно, все рассматриваемые области принадлежат к геосинклиналь­ному поясу, возникшему на континентальной коре, сформированной еще в дейтерогее. Эвгеосинклинальные зоны пояса, характеризующиеся развитием офиолитов, образовались только в конце докембрия. Рост гео­антиклиналей в миегеосинклинальных зонах, описанный В. В. Хоментов­ским и В. Ю. Шенфилем, возможно, является резонансным по отноше­нию к «раскалыванию» центральных частей пояса. Наиболее ранней эпо­хой складчатости в неогее, сопоставимой с «завершающей», является салаирская (раннекаледонская).

Большой интерес представляет развитие интракратонных складчатых поясов, наиболее крупные из них — Мозамбикский, Ливийско-Ниге­рийский, Митумба-Дамарский и Центрально-Бразильский. Самым древ­ним является Митумба-Дамарский. Супергруппа Кибара, слагающая значительную часть пояса, имеет в основном нижнерифейский возраст. На рубеже около 1300 млн. лет назад толща подверглась интенсивной складчатости и гранитизации, поэтому считать ее эвгеосинклинальным комплексом нельзя. В ее составе абсолютно преобладают филлиты и сланцы, среди которых отмечаются пакеты песчаников. Основные эф­фузивные породы развиты локально, приурочены к середине разреза и образуют маломощный пакет. Супергруппа Катанга, представляющая собой также миегеосинклинальный комплекс в объеме примерно верх­него рифея, залегает на «кибаридях» несогласно. Ее пласты образуют сложную систему перекрестных складчатых ветвей, а на массивах в ячейках сети залегают очень полого. Однако в целом Катангская область наследует простираение Кибарской, будучи вытянута в северо-восточном направлении. Составным элементом этой области, вероятно, является верхнедокембрийская ветвь Дамара.

Обращает на себя внимание параллельное расположение и пример­но синхронное заложение Катангской миегеосинклинали и Грампиан­ского пояса. Эти явления, очевидно, свидетельствуют об известной общ­ности в генезисе областей, о преобладающем растяжении в направле­нии, перпендикулярном их простираению. Если в Грампианском поясе растяжение привело к образованию офиолитовой зоны, то в Катангской области оно приостановилось на более ранней стадии. Подобный же путь развития, вероятно, прошли и другие интракратонные складчатые пояса, но в некоторых из них растяжение завершилось, возможно, еще на стадии глубокого платформенного прогиба. Как уже отмечалось, заложению интракратонных поясов предшествовали проявления «ран­него» диасхизиса (активизации), а завершение их развития сопровож­далось «поздним» (омоложением).

Другие интракратонные прогибы — авлакогены — тесно связаны в своем развитии со смежными геосинклинальными поясами. Подавляю­щее их большинство в структурном плане тяготеет к меридиональным звеньям поясов, будучи ориентированы перпендикулярно или диаго­нально к ним. Возможно, что авлакогены закладывались одновременно с прилежащей частью пояса, но чаще их развитие несколько запазды­вало. Наиболее достоверно такие соотношения установлены для гео­синклинали Аделаида и авлакогена Амадиес, возникшего на 250—300 млн. лет позже. Трансгрессии и регрессии в поясах проявились сходным образом и в авлакогенах.

Закономерности распространения и формирования платформенных чехлов рифея в глобальном масштабе были намечены нами и Л. М. Пар-

феновым (Карта тектоники..., 1972б, 1974; Парфенов, 1973б). Формирование чехлов обычно начинается в авлакогенах и грабенообразных прогибах, где рифейские комплексы по составу и мощностям тяготеют к комплексам миогеосинклинальной группы. Сплошные плащеобразные чехлы, развитые уже на больших площадях, образуются позже, причем на разных платформах неодновременно.

На Сибирской и Северо-Китайской платформах чехол распространяется на большие площади в среднем рифее, на Южно-Китайской — в позднем, на Русской — в венде, а на Северо-Американской — только в палеозое. Таким образом, в этом ряду платформ северного полушария наблюдается последовательное омоложение нижних горизонтов сплошного чехла. В южном полушарии картина сложнее. Лишь на Австралийской платформе верхнедокембрийский чехол слагает относительно большие площади, наследуя ряд среднерифейских синеклиз и впадин. На Африканской платформе чехол локализован в пределах синеклиз, интенсивное прогибание которых началось в позднем рифее. На Южно-Американской платформе предполагается присутствие лишь вендских отложений в изолированном Амазонском прогибе. Только с начала палеозоя чехол получает на этих платформах широкое распространение.

Отмеченные особенности указывают на то, что рифейские кратоны в своем развитии «подчинялись» развитию прилежащих геосинклинальных поясов. Они вели себя как относительно пассивные палеоструктуры, в чем проявилась их остаточная природа.

Особенно отчетливо эта закономерность проявляется при анализе строения форм, пограничных между кратонами и геосинклинальными поясами, так называемых краевых структур. К числу таких структур принадлежат перикратонные геосинклинали и геоантиклинали. Элементы этих типов расположены на окраинах кратонов (Косыгин и др., 1968), на участках распространения их кристаллического фундамента. По составу рифейских толщ и возрасту дислокаций эти элементы тяготеют к смежным геосинклинальным поясам, но наличие сплошного фундамента, высокая степень его раздробленности и проницаемости сближают их со структурами платформ. Главные этапы развития геосинклинальных поясов и принадлежащих к ним краевых структур примерно синхронны.

Наряду с типично платформенными структурами в центральных частях кратонов иногда развивались формы, классификационная принадлежность которых дискутируется. В числе этих форм наиболее примечательной является прогиб Кивино. Этот рифтогенный прогиб, выполненный мощной вулканогенно-осадочной толщей среднего — верхнего рифея, вероятно, представляет собой недоразвитую геосинклинали. Обращает на себя внимание параллельность его главной ветви Аппалачскому звену Грампианского пояса. Рифтовой стадии прогиба Кивино соответствуют проявления диасхизиса в зоне Гренвилл, но затем геосинклинальный процесс более активно развивается в Аппалачском звене, а в прогибе Кивино затухает.

Проявления диасхизиса на территориях рифейских кратонов, как было показано в специальном разделе, тесно связаны с заложением геосинклинальных поясов и интракратонных прогибов и в менее яркой форме сопутствовали завершению развития этих форм. По сравнению с афебием, диасхизис проявился в рифее намного шире. Это обусловлено, видимо, высокой степенью консолидации коры в карельскую (алгомскую) эпоху и длительным высоким строением кратонов на протяжении рифея. Именно рифей представляется нам эпохой наиболее значительных проявлений диасхизиса во всей истории Земли. Однако не исключено, что этот процесс с неменьшей интенсивностью развивался в фанерозое, и только относительно высокий уровень эрозии областей фанерозойской консолидации не позволяет нам обнаружить следов это-

го процесса. Можно полагать, что диасхизис должен предшествовать заложению «континентальных геосинклиналей» (Архипов, 1975) и им подобных форм.

Следующий за рифеем палеозой явился более поздним «сильноороженным» отрезком неогая, завершившегося герцинской (в Тихоокеанском сегменте мезозойской) α -консолидацией.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ

Краткий обзор развития структуры осадочной оболочки Земли в докембрии позволяет наметить некоторые основные черты эволюции континентов.

Одна из особенностей эволюции заключается в последовательном увеличении степени дифференциации структурно-вещественных комплексов. Все известные комплексы протогая тяготеют к группе эвгеосинклинальных. Близкие по составу толщи преобладают в начале дейтерогая, уступая позже ведущую роль миогеосинклинальным. В раннем неогее широко распространены платформенные комплексы.

Эвгеосинклинальные комплексы по своему составу наиболее «консервативны». Офиолитовые ассоциации и спилито-кератофировые суперформации самого разного возраста (от глубокого докембрия до современных) обнаруживают поразительное сходство вплоть до тонких геохимических деталей. Миогеосинклинальные и платформенные комплексы более разнообразны, но направленные изменения их состава улавливаются только геохимическими и детальными литологическими методами. В целом для докембрийских толщ в отличие от фанерозойских наблюдается повышенная степень зрелости обломочных пород. Специфические джеспилитовые формации докембрия не имеют полных аналогов в фанерозое. А. Б. Ронов (1972) показал, что на протяжении докембрия сравнительно постепенно, но непрерывно увеличивается роль осадочных и сокращается роль вулканогенных пород в структурно-вещественных комплексах.

Другая особенность — увеличение площадей, сложенных недисцированными (нескладчатыми) комплексами. Впервые такие толщи появляются на рубеже около 3000 млн. лет, будучи сходны по составу и строению с комплексами синхронных геосинклинальных областей. Типичные платформенные складчатые комплексы начинают формироваться только на рубеже дейтерогая и неогая. Широкое распространение эти толщи получают в позднем рифее, однако их площади еще много меньше площадей, занятых чехлами в фанерозойской структуре континентов.

В эволюции тектонических районов главной особенностью является давно известное сокращение площади геосинклинальных поясов за счет увеличения территорий платформенных областей. Однако этот процесс не так прост и необратим, как это представлялось в гипотезе аккреции. Значительные части площади геосинклинальных поясов рифея располагаются на территориях кратонов. Наложенные геосинклинали характерны и для второй половины дейтерогая. Если геосинклинали существуют на протяжении всей обозримой геологической истории Земли, то платформы являются категорией исторической. В свете современных представлений они возникают лишь в неогее. В дейтерогее им в некоторой степени гомологичны структурные элементы, названные щитовыми массивами. В структуре, начиная с дейтерогая, различаются также срединные массивы, сохраняющие свои основные характеристики на протяжении всей последующей истории. В дейтерогее отмечены первые проявления диасхизиса, а в рифее зоны диасхизиса получают широкое распространение. Эти элементы тесно связаны с рифейскими интракратонными складчатыми поясами.

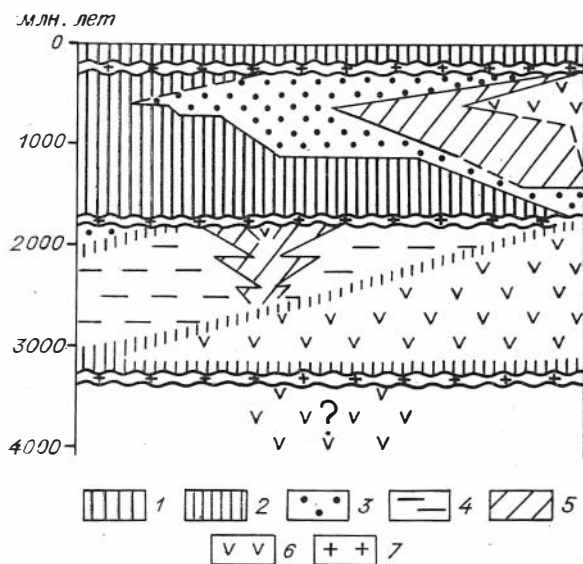


Рис. 52. Схема периодизации тектонической истории Земли (для территорий континентов).

Стадии: 1 — кратона; 2 — щитового массива; 3 — плиты; 4 — мнгогеосинклинальная плита; 5 — мнгогеосинклинали; 6 — эвгеосинклинали; 7 — эпохи кратонизации (α -консолидации) в средних значениях.

о необратимом последовательном превращении коры океанического типа в континентальную на протяжении всей геологической истории Земли. Этот процесс активно протекал в протогее и дейтерогее, и к началу неогее континентальная кора в основном сформировалась. Основная линия эволюции в неогее заключается в преобразованиях континентальной коры, ее расслоении, относительной базификации и растрескивании в крупных линейных поясах. Процесс новообразования континентальной коры возобновляется в конце неогее и, видимо, усиливается в эпинеогее, где протекают его ранние стадии.

Эволюционное развитие структуры осадочной оболочки осложняется периодическими проявлениями «революций», главным элементом которых являются α -консолидации (кратонизации). Кратонизация — процесс весьма сложный, причины которого пока не ясны, а главные характеристики лишь намечены. Видимо, в результате его проявления «консервируется» мощность коры в континентальных блоках, испытывавших складчатость на протяжении предшествующего мегахрона, и их структурный план. Блоки объединяются в крупные сиалические массы, подобные Мегегее Г. Штилле (по крайней мере, с эпохи алгомской α -консолидации). Именно α -консолидации (алгомская, герцинская — мезозойская) являются платформообразующими, так как вслед за ними широкое распространение получают платформенные чехлы древних и молодых платформенных областей. Вместе с тем они несопоставимы с «завершающими» складчатостями, независимы от них и лишь в редких случаях (на рубежах мегахронов) проявляются совместно.

В самых общих чертах можно заметить, что α -консолидация является процессом глобальным, тогда как «завершающая» складчатость — региональным. Если завершающая складчатость связана с локальной дифференциацией мантийного вещества в зоне Беньюффа, то α -консолидация, возможно, обусловлена более глубинными факторами. Л. П. Зоненшайн (устное сообщение) в качестве одного из возможных вариантов объяснения этого явления рассматривает процессы, протекающие на границе мантия — ядро. Такой вариант представляется весьма ве-

Основная тенденция эволюции структурных рисунков — увеличение их упорядоченности и поляризация линейных и центрально - площадных структур. Упорядоченность проявляется в подчинении главных структурных элементов сети регматических разломов с преобладанием двух ортогональных систем. Поляризация линейных и центрально - площадных структур выражается в организации геосинклинальных областей в пояса глобального масштаба и увеличении площадей платформенных областей сравнительно изометричных форм.

Все отмеченные тенденции хорошо объясняются с позиций гипотезы

роятным, так как эпохи α -консолидаций, выражающиеся в широком образовании посттектонических и внегеосинклинальных гранитоидов, как будто сопровождаются глобальными проявлениями калиевого метасоматоза, масштабы которого необъяснимы, если исходить из наших знаний о составе верхней мантии и протекающих в ней процессах.

На рис. 52 в общих чертах отражен ход эволюции структуры континентов в докембрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая монография завершает многолетнее изучение тектоники докембрия континентов, проведенное в Лаборатории геотектоники ИГиГ СО АН СССР. Наряду с решением некоторых вопросов это исследование поставило новые, принципиально важные задачи.

В последние годы получило широкую известность и неоднократно цитируется следующее высказывание А. Холмса (1967, с. 24): «В конце концов, вне всякого сомнения, мы сможем придать обратный смысл знаменитому изречению Хаттона и использовать прошлое в качестве ключа к познанию настоящего, но об этом ключе почти забыли». Это высказывание является парадоксом, но в нем заключена большая доля истины. Изучение целого всегда дает больше, чем изучение его части. Геологи вплоть до последних лет смотрели на докембрий «через призму» геологии фанерозоя. При этом велись поиски в докембрии закономерностей, установленных для фанерозоя. Исследования осадочной оболочки и истории ее формирования в полном объеме позволяют выявить новые особенности и уточнить характер и соотношение явлений, ранее считавшихся закономерными на основании изучения ограниченного по объему и времени образования объекта, каким является фанерозой.

В связи с отмеченным находится вопрос об «учении о геосинклиналях». Проведенное исследование осуществлено в рамках этого учения как наиболее развитой и всеобъемлющей на сегодняшний день геологической гипотезы. Выяснилось, что основные положения учения вполне применимы к докембрийским объектам и структурам. В частности, древнейшие толщи вполне могут быть включены в группу геосинклинальных комплексов. Вместе с тем выявились и многие специфические явления, не получающие объяснения в рамках учения. Отметим лишь некоторые из них.

α -Консолидации (кратонизации) существенно отличны от эпох «завершающей» складчатости, повторяются периодически через интервалы, много превышающие длительность фанерозоя, и являются глобальным процессом. В фанерозое α -консолидация сопровождается орогенезом, достоверных проявлений которого в докембрии не установлено. Напротив, в докембрии широко развиты зоны диасхизиса, не имеющие полных аналогов в современной структуре фанерозоя. Диасхизис как процесс преобразования и вероятного расслоения континентальной коры вообще не находит места в ряду процессов, рассматриваемых учением. Отсюда стремление многих исследователей отождествить его с «завершающей» складчатостью и т. п. Между тем выясняется, что отождест-

вление любого подвижного пояса с геосинклиналью не отвечает современному уровню развития науки.

Учение о геосинклиналях, детально рассматривая поздние стадии развития геосинклинальных областей, почти не касалось вопросов заложения этих областей и их возникновения. Развитие идей неомобилизма в известной мере заполняет эту брешь, но ряд вопросов и ныне остается неясным и требует для своего решения принципиально новых подходов. Один из наименее разработанных вопросов — это вопрос о возникновении интракратонных подвижных поясов, о соотношении дрейфа сиалических масс с их развитием, о глубине и характере поверхности, по которой дрейф осуществляется.

Все это приводит к мысли, что первоочередная задача — уточнение основ учения о геосинклиналях. Вероятно, нужна корректировка учения с применением идей неомобилизма и «новой глобальной тектоники», начало чему уже положено (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Зоненшайн, 1972; и др.). На основе этой новой, расширенной и уточненной гипотезы станет возможным обобщение всего накопленного материала, глобальный тектонический синтез, который даст общую картину строения Земли и размещения в ее осадочной оболочке полезных ископаемых.

Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Головин В. Е., Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Схема стратиграфии докембрия Срединного и Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 89—95.

Авдеев А. В., Альперович Е. В., Вознесенский В. Д., Кореньков Б. Г. Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 53—57.

Ажгирей Г. Д. Некоторые принципиальные вопросы составления тектонических карт.— «Acad. Sci. Hung. Acta Geol.», 1969, t. 13, 105—113.

Ажгирей Г. Д. К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1974, с. 182—187.

Айзберг Р. Е., Бессонова В. Я., Гарецкий Р. Г., Климович И. В. Особенности формирования раннеплатформенных структур Белоруссии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 9, с. 40—53.

Аксенов Е. М., Солонцов Л. Ф. Строение платформенного верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974, с. 184—202.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1947. 376 с.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 2. М.—Л., Госгеоллиздат, 1948. 372 с.

Архипов И. В. «Континентальные» мезозойские геосинклинали.— «Геотектоника», 1975, № 6, с. 68—79.

Бакиров А. А., Королев В. Г. Докембрийские складчатые комплексы Тянь-Шаня и Южного Казахстана как основа стратиграфической корреляции.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 78—81.

Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966. 168 с.

Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М., Чиков Б. М. Структурные связи континентов в докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1973а, № 11, с. 3—14.

Башарин А. К., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Чиков Б. М. Структурные элементы типа срединных массивов в докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1973б, № 10, с. 26—36.

Башарин А. К., Шульдинер В. И., Мошкин В. Н., Дворкина Б. Д. Докембрий Северной Америки.— В кн.: Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 5—151. (Докембрий континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 252).

Беккер Ю. Р. Древние молассы складчатых систем европейской части СССР и их значение для стратиграфии докембрия.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 52—58 (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975а. 264 с.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., ОГГГ АН СССР, 1975б, с. 3—4.

Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 147 с.

Берзин Н. А. Докембрий Южной Америки.— В кн.: Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 152—229. (Докембрий континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 252).

Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Гришкян Р. И., Парфенов Л. М. Древнейшие комплексы докембрия континентов.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 15—45. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Бертельсен А. Тектоническая карта Гренландии.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1967, с. 18—24.

Богданов А. А. О термине «структурный этаж».— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, № 1, с. 3—16.

Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— «Сов. геол.», 1964, № 9, с. 3—28.

Богданов А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран.— «Вестн. МГУ. Геология», 1968, № 1, с. 5—24.

Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. XLV, вып. 5, с. 5—17.

Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 8—17. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 173).

Боголепов К. В. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 102—108.

Боголепов К. В., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 23—36.

Божко Н. А. Мозамбикский пояс и некоторые особенности верхнедокембрийских «активизированных» зон Африки.— «Геотектоника», 1970, № 6, с. 13—22.

Божко Н. А. Позднедокембрийские внутриплатформенные складчатые зоны и чехол впадин.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 227—275.

Божко Н. А. Тиллитоподобные конгломераты синеклизы Вольта и ее восточного складчатого обрамления.— В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрия. М., «Недра», 1975, с. 90—97. (Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 29).

Большая Советская Энциклопедия. Изд. 2-е. 1954, т. 27.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968. 168 с.

Боровиков Л. И., Спижарский Т. Н. Принципы расчленения и корреляции докембрийских отложений.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 1, с. 86—95.

Боровиков Л. И., Афоничев Н. А. Роль разрывных нарушений в становлении структурного плана территории Восточного Казахстана.— В кн.: Региональные комплексные геологические исследования территории СССР. Л., 1975, с. 70—78. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 234).

Боровиков Л. И., Малов В. Д., Пупышев Н. А., Яговкин В. И. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Казахстана и проблемы, связанные с ее изучением.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 24—43.

Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А., Осокин Е. Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения.— «Изв. АН СССР. Серия. геол.», 1970, № 3, с. 17—31.

Борукаев Ч. Б. О палинспастических построениях.— «Геотектоника», 1970а, № 6, с. 23—29.

Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии.— «Геол. и геофиз.», 1970б, № 8, с. 57—64.

Борукаев Ч. Б. К вопросу об орогенных формациях и «структурах третьего типа».— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 86—95.

Борукаев Ч. Б. Проблемы общей геохронологической шкалы докембрия.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 1, с. 3—14.

Борукаев Ч. Б. Геосинклинальные нескладчатые комплексы древних платформ.— В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск, «Наука», 1974а, с. 17—46.

Борукаев Ч. Б. Значение и роль эталонов в геологических исследованиях.— В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974б, с. 74—85.

Борукаев Ч. Б. Тенденции в развитии тектонического районирования.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 10, с. 10—17.

Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии.— В кн.: Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 5—107. (Докембрий континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 251).

Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М., Шмидт Е. К. Вопросы тектонического расчленения докембрия.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск, 1968, с. 22.

Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 3—15.

Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Общие принципы составления. Карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 3—11.

Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М. Заметки о тектоническом районировании.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., «Наука», 1972, с. 43—62. (Тектоника Сибири. Т. V).

Брандт Р. Т. Генезис джеспилитовых железных руд Австралии.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 44—54.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 348 с.

Брунс Е. П. История развития Русской платформы в позднем докембрии.— В кн.: Геология докембрия. М., «Наука», 1964, с. 186—194. (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10).

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960. 235 с.

Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалит в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— «Геотектоника», 1974, № 2, с. 60—71.

Бухарев В. П., Стекольников А. В., Полянский В. Д. Тектоника и глубинное строение анортозитовых массивов Северо-Запада Украинского щита.— «Геотектоника», 1973, № 4, с. 34—42.

Велин Э. Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 53—60.

Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. М., 1974. 128 с. (Итоги науки и техники. Серия стратиграф. и палеонтол. Т. 5). Авт.: Келлер Б. М., Аксенов Е. М., Королев В. Г. и др.

Вильсон А., Компстон В., Джефри П. Возраст докембрийских пород Австралии.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 330—339.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», 1964, вып. 19, с. 185—204.

Войтович В. С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита.— «Геотектоника», 1971, № 1, с. 33—42.

Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 108—115. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Волбуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Архей. Енисейская складчатая область.— В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, с. 52—54.

Воловская Н. А. Архей.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР. М., Госнаучтехиздат, 1960, с. 52—76.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. О генетическом и агенетическом направлениях в геологии. М., Изд-во ВИНТИ, № 3934—79 Деп., 1972. 24 с.

Вотах О. А. Тектонические структуры фундаментов древних платформ.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 45—50. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Вотах О. А. Внутриконтинентальные краевые системы и некоторые вопросы общей систематики структурных элементов Земли. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975. 62 с.

Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 127—139.

Вотах О. А., Чайка В. М. О ритмической смене форм строматолитов в древнем туруханском комплексе.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 145, № 1, с. 154—156.

Гафаров Р. А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 33—42.

Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 82—94.

Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 30—31.

Геологическая карта докембрия континентов. М-б. 1 : 15 000 000. Под ред. А. В. Сидоренко. Л., «Аэрогеология», 1974.

Геологический словарь. Т. 1. А—Л. М., Госгеолтехиздат, 1955. 402 с.

Геологический словарь. Т. 2. Н—Я. М., «Недра», 1973. 456 с.

Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Под ред. Ю. А. Косыгина. Новосибирск, «Наука», 1965. 140 с. Авт.: А. К. Башарин, Н. П. Башарина, Н. А. Берзин и др.

Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций Мира. Киев, «Наукова думка», 1972. 388 с.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л., «Наука», 1974. 183 с. Авт.: Шуркин К. А., Шемякин В. М., Пушкарев Ю. Д. и др.

Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973. 544 с.

Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри Ланка. М., «Наука», 1975. 152 с. Авт.: Колотухина С. Е., Моралев В. М., Топунова Г. А. и др.

Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 366 с. (Труды Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР. вып. 6). Авт.: Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др.

Геология СССР. Т. XIII. Южная Якутия. Геологическое описание. М., «Недра», 1972. 495 с.

Герлинг Э. К., Морозова И. М., Курбатов В. В. Сохранность радиогенного аргона в измельченных слюдах.— «Геохимия», 1961, № 1, с. 39—48.

Глебовицкий В. А. О структурных соотношениях алданского и станового комплексов.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., «Наука», 1964, с. 156—165.

Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5—24.

Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— «Геотектоника», 1975, № 2, с. 3—19.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.

Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 65—75.

Гогель Ж. Замечания по поводу изменений, вносимых в легенду Тектонической карты Европы.— «Геотектоника», 1966, № 2, с. 33—34.

Грабкин О. В. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-тимптонского купола на Алданском щите.— «Вестн. МГУ. Геология», 1965а, № 1, с. 36—44.

Грабкин О. В. Некоторые особенности складчатости гранитизированных толщ на примере иенгрской серии (Алданский щит) и беломорской серии (Балтийский щит). Автореф. канд. дис. М., 1965б. 16 с.

Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968. 187 с.

Гришьян Р. И. Особенности тектоники раннего докембрия Алданского щита.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 116—120. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Дедеев В. А., Берковский А. Н., Запольнов А. К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 21—29.

Дзевановский Ю. К. Нижнеархейские магматические и ультраметагенные породы Алданского щита.— В кн.: Геология СССР. Т. XIII. Южная Якутия. М., «Недра», 1972, с. 275—281.

Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю. История геологического развития Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 132—142. (Тектоника Сибири. Т. 111).

Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М., «Недра», 1967а, с. 14—26.

Доброхотов М. Н. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита.— «Сов. геол.», 1967б, № 6, с. 17—25.

Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 4, с. 16—34.

Докембрий Восточного Саяна. Л., «Наука», 1964. 328 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 18). Авт.: Бузиков И. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. и др.

Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976а. 223 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 251). Авт.: Борукаев Ч. Б., Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М.

Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976б. 239 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 252). Авт.: Башарин А. К., Берзин Н. А., Шульдинер В. И. и др.

Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1973. 180 с. Авт.: Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Денисова Т. А. и др.

Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, изд. РИО СО АН СССР, 1964. 126 с. Авт.: Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.

Долгинов Е. А., Елизарьев Ю. З. Об особенностях развития экваториальной части Африканской платформы в раннем протерозое.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 185—189. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— «Геотектоника», 1973, № 2, с. 8—19.

Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. (Материалы совещания). Л., 1965, вып. 1, с. 55—67.

Драгунов В. И. Статистические аспекты геотектонического районирования.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Тезисы докл. VI сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1968, с. 15—17.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., «Недра», 1974. 159 с.

Древнейшие породы Китая. М., ИЛ, 1962. 306 с.

Другова Г. М. Нижнеархейские породы алданского комплекса в зоне становой орогении.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., «Наука», 1964, с. 140—148.

Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967. 83 с.

Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., «Наука», 1975. 226 с.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ. 1957. 490 с.

Елизарьев Ю. З. К стратиграфии архея юго-западного Прибайкалья.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 147—151. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).

Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. К тектонике докембрия Африки и Аравийского полуострова.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 65—72.

Елизарьев Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии.—

В кн.: Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 108—213. (Докембрий континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 251).

Елизарьев Ю. З., Рошкован Г. Р. Выступы раннедокембрийского кристаллического основания.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 152—226.

Ельников А. А., Моралев В. М. Тектонические закономерности размещения докембрийских карбонатов.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Хабаровск, 1974, с. 31—59.

Жадин В. В., Парфенов Л. М. К методике построения обзорных тектонических карт.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 4, с. 21—31.

Жарков М. А., Чечель Э. И. Осадочные формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Новосибирск, «Наука», 1973. 238 с.

Забяйка А. И. Стратиграфия докембрия Северо-Западного Таймыра.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с. 183—198. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 199).

Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. Л., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И., Филиппович И. З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 12—23.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 21—91.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Стратиграфия докембрия Улутау.— В кн.: Докембрий и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 35—43.

Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 11, с. 30—39.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— «Геотектоника», 1967, № 6, с. 49—69.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с.

Зоненшайн Л. П., Ковалев А. А. Предисловие.— В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974, с. 5—7.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я., Натопов Л. М., Кудрявцев Г. А., Гатинский Ю. Г., Виноградов И. В., Мишина А. В. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21.

Иванов Б. А. Внутриплатформенная зона линейных антиклинальных складок.— «Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР», 1954, № 1, с. 54—69.

Ильин А. В. Докембрий Монгольской Народной Республики.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974, с. 97—101.

Историческая геология. М., «Недра», 1974. 320 с. Авт.: Немков Г. И., Муратов М. В., Гречишников И. А. и др.

Казаков И. Н. О принципах составления средне- и крупномасштабных тектонических карт.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., «Наука», 1972, с. 24—30. (Тектоника Сибири. Т. V).

Казаринов В. П. Циклы докембрия.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973, с. 4—15.

Кайряк А. И. К проблеме «иотния» Западного Прионежья.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 1, с. 124—142.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965. 190 с.

Каляев Г. И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М., «Недра», 1967, с. 227—237.

Каляев Г. И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 50—60.

Каляев Г. И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия.— «Геотектоника», 1974, № 3, с. 55—66.

Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 5, с. 47—61.

Карта докембрийской тектоники Сибири. М-б 1 : 5 000 000. Гл. ред. Ю. А. Косыгин. М., Изд-во ГУГК, 1962.

Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Гл. ред. акад. Ю. А. Косыгин. М., Изд-во ГУГК, 1972а.

Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1972б. 92 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 152).

Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. М., «Наука», 1974. 74 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 152). Авт.: Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.

Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд-во МГУ, 1968. 101 с.

Келлер Б. М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973а, № 1, с. 86—92.

Келлер Б. М. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973б, с. 10—11.

Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия.— В кн. Общая геология. Т. 5. М., 1973в. 120 с. (Итоги науки и техники. ВИНТИ АН СССР).

Келлер Б. М. Тектонический метод в стратиграфии докембрия.— «Геотектоника», 1975, № 4, с. 21—27.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968а, с. 82—94. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия СССР.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968б, с. 16—28. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4).

Келлер Б. М., Семихатов М. А. Опорные разрезы рифея материков.— В кн.: Стратиграфия, палеонтология. 1967. М., ВИНТИ, 1968, с. 5—108. (Итоги науки. Геология. Вып. 14).

Кирилук В. П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры.— «Геол. ж.», 1971, т. 31, вып. 6, с. 42—54.

Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972. 79 с.

Климов Л. В. Основные черты геологической структуры Антарктиды.— «Информ. бюл. сов. антаркт. эксп.», 1967, № 65, с. 30—43.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970. 144 с.

Книппер А. Л., Руженцев С. В. Глубинные разломы и геосинклиальный процесс: концепция фиксизма и мобилистская альтернатива.— В кн.: Разломы земной коры. М., 1976, с. 19—21.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., «Наука», 1974. 270 с.

Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Федоровский В. С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья.— «Геотектоника», 1975, № 3, с. 15—26.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1945, 112 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 61. Петрограф. серия, № 21).

- Кориковский С. П.** О возрасте диафоритов Станового глубинного разлома и их связь с региональной гранитизацией.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 12, с. 33—41.
- Королев В. Г., Киселев В. В.** Рифей Тянь-Шаня.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 74—77.
- Косыгин Ю. А.** Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 7, с. 3—12.
- Косыгин Ю. А.** Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.
- Косыгин Ю. А.** Принципы тектонического районирования.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 7—13. (Тектоника Сибири. Т. III).
- Косыгин Ю. А.** О принципах тектонического районирования.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., «Наука», 1972, с. 7—10 (Тектоника Сибири. Т. V).
- Косыгин Ю. А.** Основы тектоники. М., «Недра», 1974. 216 с.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М.** Структуры ограничений докембрийских платформ.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 29—35. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б., Матвеевская А. Л., Парфенов Л. М., Чиков Б. М.** Основные черты тектоники докембрия континентов.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1972, с. 60—68. (Международ. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1).
- Косыгин Ю. А., Берзин Н. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М.** О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.—Л., «Наука», 1964, с. 111—117. (Труды ЛАГЕД, вып. 19).
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А.** Геологическое пространство как основа структурных построений.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 9, с. 3—11; № 10, с. 3—11; № 11, с. 3—12.
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М., Соловьев В. А.** Геологическая структура. Опыт формализованного определения и описания.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 11, с. 16—25; 1967, № 8, с. 3—12.
- Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А.** Опыт формализации некоторых тектонических понятий.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 1, с. 23—37.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.** Структуры ограничений древних платформ.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 42—49.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А.** Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 6, с. 9—17.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А.** Принципы историзма и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 49—56.
- Красильников Б. Н.** Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966. 248 с.
- Красильников Б. Н.** Метод актуализма в познании закономерностей развития Саяно-Алтайской геосинклинальной области.— В кн.: Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970, с. 7—15. (Тектоника Сибири. Т. IV).
- Красный Л. И.** Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972. 152 с.
- Кратц К. О.** Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 209 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 16).
- Кратц К. О., Глебовицкий В. А.** Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 3—20.
- Кратц К. О., Дедеев В. А., Митрофанов Ф. П., Глебовицкий В. А., Запольнов А. К., Неелов А. Н., Шуркин К. А.** Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 104—109.
- Кропоткин П. Н.** Механизм движений земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 25—40.
- Кудрявцев В. А.** О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Го-нама (Южная Якутия).— «Геол. и геофиз.», 1966, № 4, с. 54—63.

- Кудрявцев В. А. Тектоника нижнего докембрия западной части Алданского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 30—35.
- Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— В кн.: Тектоника Красноярского края. Новосибирск, изд. РИО СО АН СССР, 1963, с. 241—247. (Тектоника Сибири. Т. II).
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, № 2, с. 22—45.
- Кузнецов Б. И. Наложённые складки в метаморфических породах беломорского комплекса.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 1, с. 152—155.
- Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 4, с. 75—94.
- Кузнецов Ю. А. Архейская группа. Енисейский кряж.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961а, с. 71—74.
- Кузнецов Ю. А. Архейская группа. Общая сводка.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. М., Госгеолтехиздат, 1961б, с. 75.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А., Дембо Т. М. Магматизм и метаморфизм. Енисейский кряж.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. Ч. 1. М., Госнаучтехиздат, 1961, с. 530—541.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10, с. 108—121.
- Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки.— «Геотектоника», 1968, № 5, с. 25—37.
- Кулиш Е. А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита.— В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., «Наука», 1964, с. 5—13.
- Кулиш Е. А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита. Автореф. докт. дис. М., 1972. 38 с.
- Кулиш Е. А. Геотектонические условия накопления исходных осадков нижнеархейского алданского комплекса.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М., «Недра», 1975, с. 263—265.
- Лазарев Ю. И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 50—64.
- Лазько Е. М. О нижнем докембрии южной части Индийской платформы.— «Сов. геол.», 1966, № 11, с. 55—67.
- Лазько Е. М. Особенности осадкообразования в догеосинклиальный этап развития земной коры.— «Геол. ж.», 1969, т. 29, вып. 3, с. 13—22.
- Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в догеосинклиальный этап. Метаморфизм и магматизм.— «Геол. ж.», 1970, т. 30, вып. 2, с. 54—65.
- Лазько Е. М. Особенности развития земной коры в догеосинклиальный этап. Тектоническое строение архея.— «Геол. ж.», 1971, т. 31, вып. 4, с. 8—19.
- Лазько Е. М. О зеленокаменных и гнейсовых поясах юго-западной окраины Канадского щита.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., «Наука», 1974, с. 188—201.
- Лазько Е. М. Региональная геология СССР. Т. II. Азиатская часть. М., «Недра», 1975. 464 с.
- Лазько Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 177—182. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Левин Б. С. Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 6, с. 24—34.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна).— «Геотектоника», 1972, № 2, с. 46—60.

Лемуан М. По поводу сообщений проф. Гертнера и профессоров А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова, В. Е. Ханна.— «Геотектоника», 1966, № 2, с. 34—35.

Леонов Г. П. Историческая геология. М., Изд-во МГУ, 1956. 364 с.

Леонов Г. П. Проблемы цикличности в истории Земли.— «Вестн. МГУ. Геология», 1962, № 4, с. 3—13.

Леонов Г. П. Историзм и актуализм в геологии.— «Вест. МГУ. Геология», 1970, № 3, с. 3—15.

Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во МГУ, 1973, т. I. 530 с.; 1974, т. II. 486 с.

Лукьянов А. В., Щерба И. Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднemasштабных структурных карт складчатых областей.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., «Наука», 1972, с. 15—24. (Тектоника Сибири. Т. V).

Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 22—34.

Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане.— «Вестн. МГУ. Геология», 1974, № 6, с. 3—30.

Макиевский С. И., Николаева К. А. Сарнилийские конгломераты Кольского полуострова — образования орогенного этапа беломорского геосинклинального цикла.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 51—52.

Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Процессы «омоложения» и вопросы геохронологии докембрия Восточной Сибири.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 142—153. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинии.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 221—243.

Маслеников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 60—77.

Матвеевская А. Л. Западная Европа (докембрий каледонской и вариссийской зон). Новосибирск, «Наука», 1975. 86 с. (Докембрий континентов. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 227).

Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М. Докембрий Тувы.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, кн. изд-во, 1967, с. 358—364.

Меннер В. В., Штрейс Н. А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука». 1971, с. 300—309.

Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1929, т. VII, № 4, с. 331—379.

Миронюк Е. П. Борсалинская серия.— В кн.: Геология СССР. Т. XIII. Южная Якутия. М., «Недра», 1972, с. 95—107.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.

Митрофанов Ф. П. Гранитоиды в геологическом развитии раннего докембрия. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1974. 59 с.

Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 5, с. 1165—1168.

Мокроусов В. А. Тектоника нижнего докембрия Алданского щита.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 150—156. (Тектоника Сибири. Т. III).

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии.— «Сов. геол.», 1972, № 6, с. 98—107.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Тектоника докембрия восточной части Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974, с. 144—160.

Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Тектоника докембрия Индийской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974б, с. 203—221.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Гостеолтехиздат, 1963. 216 с.

Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1968, с. 133—153.

Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., «Наука», 1975. 318 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 268).

Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие.— В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 130—146. (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—73.

Муратов М. В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973а, с. 112—143.

Муратов М. В. Типы впадин осадочного чехла древних платформ. Учение о древних платформах и роль А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского в его развитии.— В кн.: Жизнь и творчество академиков А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. М., «Наука», 1973б, с. 89—101. (Очерки по истории геологических знаний. Вып. 16).

Наливкина Э. Б. О фундаменте раннепротерозойских эвгеосинклиналей.— «Геотектоника», 1966, № 2, с. 57—62.

Неелов А. Н. Архей. Джугджуро-Становая складчатая область.— В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, с. 35—40.

Никитин С. Н., Чернышев Ф. Н. Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне.— «Горн. ж.», 1889, т. 1, с. 115—149.

Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Шулешко И. К. Архей. Восточно-Саянская складчатая область.— В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, с. 42—52.

Новикова А. С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 61—73.

Новикова А. С. О тектонике докембрия Карелии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971а, с. 167—177.

Новикова А. С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы.— «Геотектоника», 1971б, № 6, с. 44—52.

Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975. 152 с.

Нужнов С. В., Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н. О выделении сахаборских (позднеархейских) отложений Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 1, с. 164—166.

Ог Э. Геология. Изд. 6-е. М., изд. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 576 с.

Озерский А. Ф., Фалькин Е. М., Шульдинер В. И. Условия заложения и особенности развития позднеархейской — раннепротерозойской геосинклинальной системы в Северо-Восточном Забайкалье (западное окончание Становой складчатой области).— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 51—56.

Основы тектоники Китая. М., Гостеолтехиздат, 1962. 527 с.

Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии и роль глубинных разломов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 6, с. 23—48; № 7, с. 3—19.

Павловский Е. В. О специфике стиля развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол., вып. 5).

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—14.

Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 68—89.

геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Павловский Е. В. Кратонизация земной коры материков (опыт историко-геологического исследования).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1975а, т. L, № 4, с. 5—31.

Павловский Е. В. О возрасте и тектонике докембрийского доколя герцинид Западной Европы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975б, № 2, с. 5—12.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Тезисы докладов. М., изд. ОГГГ АН СССР, 1975в, с. 15—18.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков.— «Геотектоника», 1975г, № 6, с. 3—14.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о неапатитовом развитии земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53. (Труды ГИН АН СССР, вып. 9)

Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1973, с. 92—104. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема

Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири.— «Труды Иркутского гос. ун-та. Серия геол.», 1951, т. вып. 2, с. 3—16.

Палей И. П. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 178—185.

Палей И. П. Протоплатформенные образования Балтийского щита.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 76—81.

Панкуль Л. И. Фазы и циклы планетогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1968. 14 с.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна.— «Наука», 1967. 144 с.

Парфенов Л. М. Тектоника докембрия Евразии.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 12—23.

Парфенов Л. М. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии).— «Геотектоника», 1973а, № 3, с. 64—72.

Парфенов Л. М. Закономерности распространения докембрийских платформенных отложений континентов.— «Докл. АН СССР», 1973б, т. 212, № 6, с. 1420—1423.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской тектоники континентов. Автореферат дис. Хабаровск, 1974. 48 с.

Парфенов Л. М., Попеко В. А. Докембрийская тектоника и природа Урало-Монгольского пояса.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1973, с. 102—143.

Парфенов Ю. И. О тектонике южной части Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Красноярского края. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963, с. 94—96. (Тектоника Сибири. Т. II).

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 65—72. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 5—23.

Пейве А. В. Урал и Аппалачи — сравнительная характеристика.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международ. геол. конгресса. М., «Наука», 1974, с. 202—211.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1950, № 4, с. 28—52.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Вороб А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геол.», 1972, № 12, с. 7—25.

Перевозчикова В. А. Главные структурные элементы региона, основные принципы методики составления карты и тектонического районирования.— В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1974, с. 8—19.

Перфильев А. С. Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1969, с. 132—137. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Проблема 3).

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976. 125 с.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии, или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— «Труды МГК, XVII сессия». Т. II. 1939, с. 27—58.

Проект стратиграфического кодекса СССР. Второй вариант. Л., 1974. 41 с.

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 3—12.

Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 234).

Рабкин М. И. Магматизм и метаморфизм. Анабарский массив.— В кн.: Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. Ч. 1. М., Госнаучтехиздат, 1961, с. 501—508.

Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Архей. Анабарский щит.— В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, с. 26—28.

Равич М. Г. Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм кристаллических фундаментов Антарктической и других гондванских платформ.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 183—194. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Равич М. Г. Самые древние породы Земли.— «Наука и жизнь», 1975, № 8, с. 56—59.

Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеиздат, 1972. 658 с.

Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л., «Наука», 1975. 292 с. Авт.: Митрофанов Ф. П., Кравцов Е. И., Мануйлова М. М. и др.

Розанов С. Б., Филатова Л. И. Осадочные образования джеспилитоносного кератофибро-спилитового комплекса докембрия Центрального Казахстана и проблема железонакопления.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974, с. 122—133.

Розен О. М. Докембрий Кокчетавского массива и некоторые вопросы его корреляции.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974, с. 44—49.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949. 390 с. (Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130)).

Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.— «Геохимия», 1972, № 2, с. 137—147.

Рудник В. А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии. Автореф. докт. дис. Л., 1972. 56 с.

Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры. Л., «Недра», 1975. 415 с.

Савицкий В. Е. Стратиграфия и фации нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1971. 44 с.

Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонного метода определения абсолютного возраста горных пород.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 1, с. 3—21.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., «Недра», 1964. 516 с.

Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии.— В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Международ. геол. конгресса. М., «Наука», 1966, с. 59—70.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967. 699 с.

Салоп Л. И. Общие принципы стратиграфического и геохронологического расчленения докембрия.— В кн.: Геология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 112—125.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971а, т. XLVI, № 4, с. 5—30.

Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., «Недра», 1971б, с. 6—87.

- Салоп Л. И.** Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 309 с.
- Салоп Л. И.** О докембрии Великих озер (Канада).— «Сов. геол.», 1974, № 1, с. 97—112.
- Салоп Л. И., Травин Л. В.** Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с. 5—82. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 199).
- Семененко Н. П.** Межконтинентальная корреляция докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия. М., «Наука», 1970, с. 5—22.
- Семихатов М. А.** К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1966, № 4, с. 70—84.
- Семихатов М. А.** Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974. 302 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 256).
- Серебряков С. Н.** Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М., «Наука», 1975. 175 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 200).
- Сидоренко А. В.** Проблемы осадочной геологии докембрия.— «Сов. геол.», 1963, № 4, с. 3—23.
- Сидоренко А. В.** Изучение докембрия— важная задача современной геологии.— «Вестн. АН СССР», 1965, № 10, с. 10—15.
- Сидоренко А. В.** О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Сидоренко А. В.** Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 4—7.
- Сидоренко А. В.** Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— «Сов. геол.», 1975, № 2, с. 3—16.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И.** О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— «Сов. геол.», 1972, № 6, с. 8—21.
- Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М.** Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 156—163. (Тектоника Сибири. Т. III).
- Соболевская В. Н.** К вопросу о положении альпийской складчатой системы островов восточного обрамления Австралии в Тихоокеанском кольце и кольцо Гондваны.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 66—86.
- Соболевская В. Н.** Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., «Наука», 1973. 258 с.
- Соколов Б. С.** Новейшие данные об исследовании по проблеме границы силура и девона.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 6, с. 148—152.
- Соколов Б. С.** Биохронология и стратиграфические границы.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 155—178.
- Соколов Б. С.** Основные результаты международного симпозиума по границе докембрия и кембрия.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 18—26.
- Соколов В. А.** Ятулий Карелии и смежных районов. Автореф. докт. дис. Петрозаводск, 1970.
- Соколов В. А.** История геологического развития среднего протерозоя Карелии.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 61—74.
- Соловьев Д. С., Халперн М.** Первые архейские изотопные возрасты, полученные в Антарктиде по породам кристаллического фундамента.— «Информ. бюл. сов. антаркт. экспедиции», 1975, № 90, с. 23—25.
- Слижарский Т. Н.** Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973. 240 с.
- Стоквелл К. Х.** Тектоническая карта Канадского щита.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1967, с. 25—34.
- Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура.** Л., «Недра», 1965. 70 с.
- Страхов Н. М.** К вопросу о количественных методах исследования осадконакопления геологического прошлого.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 3, с. 3—14.

Тектоника Африки. Под ред. Ю. А. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973. 541 с.

Тектоника Евразии. Под ред. акад. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966. 487 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1974. 284 с.

Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973. 148 с.

Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975. 198 с. Авт.: Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др.

Тектоническая карта Евразии. Под ред. акад. А. Л. Яншина. М., изд. ГУГК, 1966.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Гл. ред. акад. Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. Гл. ред. Т. Н. Спижарский. М., изд. ГУГК, 1966.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. М-6 1 : 5 000 000. Гл. ред. Д. В. Наливкин. Л., «Аэрогеология», 1974.

Трендалл А. Ф. Железистые формации группы Хамерсли Западной Австралии как типичный пример докембрийских ленточных эвапоритов.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 127—137.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966. 387 с.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970. 432 с.

Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г., Есипчук К. Е., Кравченко Г. Л., Личак И. Л., Оrsa В. И., Царовский И. Д., Цуканов В. А., Щербак Н. П., Щербачков И. Б., Щербачкова Т. Г. Классификация геологических формаций Украинского щита.— «Геол. ж.», 1974, т. 34, вып. 1, с. 3—15.

Усенко И. С., Каляев Г. И., Личак И. Я., Царовский И. Д. Формации Украинского щита.— «Геол. ж.», 1963, т. XXVIII, вып. 1, с. 30—51.

Ушакова З. Г. О рифейско-вендской трапповой формации Русской платформы.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970, с. 77—83. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).

Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, «Наука», 1966. 55 с. Авт.: Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— «Геотектоника», 1968, № 4, с. 114—127.

Формозова Л. Н. Типы формаций докембрия, содержащих железные руды.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5, с. 22—39.

Фролов В. Т. Пример архейского флиша Австралии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 85—87.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— «Труды Иркутского гос. ун-та. Серия геол.», 1951, т. 5, вып. 2, с. 38—68.

Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные вопросы. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 13—49. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Серия геол., вып. 5).

Фрумкин И. М. Направленность геологического развития земной коры Алданского щита в архейское время.— В кн.: Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 142—150. (Тектоника Сибири. Т. III).

Фрумкин И. М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгского комплекса архея Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 11—26.

Хаин В. Е. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964, с. 58—70. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.

Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры.— «Вестн. МГУ», 1968, № 1, с. 25—40.

Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— «Геотектоника», 1969, № 3, с. 31—38.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., «Недра», 1971. 548 с.

Хаин В. Е. Балтийский щит — краткий очерк структуры и истории ее формирования.— В кн.: Жизнь Земли. Т. 6. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 40—61.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.

Хаин В. Е. Перспективы и пути создания Международной тектонической карты мира.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1974, с. 171—181.

Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— «Сов. геол.», 1960, № 11, с. 3—44.

Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф. Сумийско-сарнолийская вулканогенная моласса Карелии.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974, с. 109—115.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.

Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 8, с. 81—86.

Холмс А. Введение.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 13—24.

Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.

Хоментовский В. В. Принципы выделения венда как системы палеозоя.— В кн.: Этюды биостратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 33—70.

Хоментовский В. В. Венд (стратиграфия и история развития).— Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975. 67 с.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю. К проблеме байкальской складчатости.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 4, с. 18—29.

Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 104—110.

Черкасов Р. Ф. Исследование складчатых ансамблей методом построения зеркал складчатости (на примере алданид Южной Якутии).— «Геол. и геофиз.», 1973а, № 9, с. 15—22.

Черкасов Р. Ф. Основные черты архейд Алданской флогопитоносной провинции в связи с проблемами тектонического районирования.— В кн.: Методы составления тектонических карт. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 148—156. (Тектоника Сибири. Т. VI).

Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука», 1970. 151 с.

Шанцер Е. В. К методологии историко-геологического исследования.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 7—19.

Шарипов Э. Э. Раннеплатформенные структуры восточной окраины Русской плиты.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1975, т. 1, № 4, с. 32—41.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963. 622 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. II. М., «Наука», 1964. 720 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III. М., «Наука», 1965. 348 с.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 4, с. 3—25.

Шейнманн Ю. М. Предисловие.— В кн.: Л. Каэна «Геология Бельгийского Конго». М., ИЛ, 1958, с. 5—11.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959. 63 с. (Труды ВНИИ, вып. 49).

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М., «Мир», 1975. 136 с.

Шпунт Б. Р., Нужнов С. В. О нижнем протерозое северо-востока Сибирской платформы.— «Сов. геол.», 1973, № 12, с. 144—147.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964. 887 с.

Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968. 255 с.

Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М., «Наука», 1964, с. 7—47. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9).

Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма и складчатости.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., изд. Тектон. комитета ОНЗ АН СССР, 1967, с. 16—20.

Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Легенда карты.— В кн.: Тектонические карты континентов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1967, с. 83—98.

Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 172 с.

Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 67—75.

Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 154—162. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Шуркин К. А., Шемякин В. М. Основные черты геологии и тектоники восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л., «Наука», 1974, с. 6—9.

Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита.— В кн.: Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 74—77. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).

Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 192—258.

Энгель А. Э. Д., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 76—87.

Энциклопедический словарь. Т. 2. Л.—Я. М., «Советская энциклопедия», 1964.

Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В., Штейнберг Г. С. Общие вопросы вулканизма Земли.— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 104—116.

Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты.— «Геотектоника», 1974, № 3, с. 6—26.

Ackermann E. Das Sockelstockwerk der Orogene in Ostafrika.— “Geol. Rundsch.», 1962 (63), Bd. 52, H. 2, S. 675—720.

Anhaeusser C. R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts of shields areas.— “Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.», 1971, N 3, p. 57—70.

Anhaeusser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa.— “Phil. Trans. Roy. Soc. London”, 1973, A 273, N 1235, p. 359—388.

Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology.— “Geol. Soc. Amer. Bull.», 1969, vol. 80, N 11, p. 2175—2200.

Baragar W. R. A. Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks.— “Canad. J. Earth Sci.», 1966, vol. 3, N 1, p. 9—30.

Baragar W. R. A., Donaldson J. A. Coppermine and Dismal Lakes map areas 86 O and 86 N.— “Geol. Surv. Can. Pap. 71—39”, 1973. 20 p.

Baragar W. R. A., Robertson W. A. Fault rotation of paleomagnetic directions in Coppermine River lavas and the revised pole.— “Canad. J. Earth Sci.», 1973, vol. 10, N 10, p. 1519—1532.

Bayley R. W., Muehlberger W. R. (eds). Map of basement rocks of the United States. Scale 1 : 2 500 000.— U. S. Geol. Surv. Texas University, 1968.

Bellair P., Delbos L. Age absolu de la derniere granitization en Terre Adelle.— “Compt. rend. Acad. Sci.», 1962, vol. 254, N 8, p. 1465—1466.

Borukaiev Ch. B. Sobre las principales bases para la confección del Mapa geologico de Cuba.— “AC de Cuba. IGyP Actas. Bol.», 1973, N 3, p. 67—73.

Briden J. C. Applicability of plate tectonics to Pre — Mesozoic time.— “Nature”, 1973, vol. 244, N 5416, p. 400—405.

Bridgwater D., Watson J., Windley B. F. The Archaean craton of the North Atlantic region.— “Phil. Trans. R. Soc. London”, 1973, A 273, N 1235, p. 493—533.

Bullard E., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— “Phil. Trans. Roy. Soc. London”, 1965, A 258, N 1088, p. 41—51.

Carte tectonique internationale de l’Afrique 1 : 5 000 000.— ASGA — UNESCO, 1968.

Choubert B. Réflexions sur la finalité des mesures géochronologiques.— “Soc. géol. de France Bull.”, 1967, sér. 7, t. IX, p. 809—818.

Choubert B. Le Précambrien des Guyanes.— Mém. de BRGM”, 1974, N 81. Paris. 214 p.

Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia.— “Canad. J. Earth Sci.”, 1968, vol. 5, N 3, pt. 2, p. 561—583.

Coward M. P., Graham R. H., James P. R., Wakefield J. A. A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, Southern Africa.— “Phil. Trans. Roy. Soc. London”, 1973, A 273, N 1235, p. 487—491.

Crawford A. R. Continental drift and the movement of India.— “Naturwiss”, 1970, vol. 57, N 7, S. 344—348.

Crawford A. R. Gondwanaland and the growth of India.— “Geol. Soc. India J.”, 1971, vol. 12, N 3, p. 205—221.

Crook K. A. W. Principles of Precambrian time — stratigraphy.— “Geol. Soc. Austral. J.”, 1966, vd. 13, pt. 1, p. 195—202.

Dimroth E. The Labrador geosyncline revised.— “Amer. J. Sci.”, 1972, vol. 272, N 6, p. 487—506.

Dunn P. R., Plumb K. A., Roberts H. G. A proposal for timestratigraphic subdivision of the Australian Precambrian.— “Geol. Soc. Austral. J.”, 1966, vol. 13, pt. 2, p. 593—608.

Engel A. E. J. Geologic evolution of North America.— “Science”, 1963, vol. 140, N 3563, p. 143—152.

Espejo C. A. Geologia de la region del Manteco — Guri, estado Bolivar, Venezuela.— “Bol. geol. Publ. espec.”, 1974, N 6, p. 207—208.

Facer R. A. Apparent polar wander relative to Australia during the Precambrian.— “Earth and Planet. Sci. Lett.”, 1974, vol. 22, N 1, p. 44—50.

Flawn P. T., Muehlberger W. R. The Precambrian of the United States of America: south — central United States.— In: Precambrian. “Intersci”, 1970, vol. 3, p. 72—144.

Fyfe W. S. Some thoughts on granitic magmas.— In: Mechanism of igneous intrusion. Liverpool, Gallery Press, 1970, p. 201—216.

Fyfe W. S. Archaean tectonics.— “Nature”, 1974, v. 249, N 5455, p. 338.

Gastil G. The distribution of mineral dates in time and space.— “Amer. J. Sci.”, 1960, vol. 258, N 1, p. 1—35.

Geological map of Canada. Scale 1 : 5 000 000.— In: Geol. Surv. Canada, Ottawa, 1969.

Geology of the Amadeus Basin, Central Australia.— “BMR Bull.”, 1970, vol. 100, 222 p Auth.: Wells A. T., Forman D., Ranford L. C., Cook P.

Geology of the Katherine — Darwin Region, N. T.— “BMR Bull.”, 1968, vol. 82, 304 p. Auth.: Walpole B. P., Crohn P. W., Dunn P. R., Randal M. A.

Glaessner M. F. Precambrian palaeontology.— “Earth — sci. rev.”, 1966, vol. 1, N 1, p. 29—50.

Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems.— “Tectonophysics”, 1970, vol. 9, N 5, p. 397—433.

Goldich S. S. Geochronology in the Lake Superior region.— “Canad. J. Earth Sci.”, 1968, vol. 5, N 3, pt. 2, p. 715—724.

Goodwin A. M. Volcanic studies in the Timmins — Kirkland Lake — Noranda region of Ontario and Quebec.— “Geol. Surv. Can. Pap. 67—1”, 1967, p. 138—142.

Goodwin A. M. Precambrian belts, plumes and shield development.— “Amer. J. Sci.”, 1974, vol. 274, N 9, p. 987—1028.

Goodwin A. M., Ambrose J. W., Ayers L. D., Clifford P. M., Currie K. L., Ermanovics I. M., Fahrig W. F., Gibb R. A., Hall D. H., Innes M. J. S., Irvine T. N., MacLa-

ren A. S., Norris A. W., Pettijohn F. J. The Superior Province.— In: Variations in tectonic styles in Canada. 1972, p. 527—624 (Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., N 11).

Goodwin A. M., Ridler R. H. The Abitibi orogenic belt.—“Geol. Surv. Can. Pap. 70—40”, 1970, p. 1—30.

Ham W. E. The structure and igneous rocks of the Wichita Mountains. Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma: a summary.—“Compass Sigma Gamma Epsilon”, 1970, vol. 48, N 1, p. 19—26.

Ham W. E., Denison R. E., Merritt C. A. Basement rocks and structural evolution of southern Oklahoma.—“Geol. Surv. Oklahoma Bull.”, 1964, N 95, 162 p.

Hamblin W. K. Basement control of Keweenaw and Cambrian sedimentation in Lake Superior region.—“AAPG Bull.”, 1965, vol. 49, N 7, p. 950—958.

Hanson G. W., Gast P. W. Kinetic studies in contact metamorphic zones.—“Geochim. et cosmochim. acta”, 1967, vol. 31, N 7, p. 1119—1153.

Haughton S. H. Geological history of Southern Africa.— In: Cape Town, Cape and Transvaal Print. Ltd., 1969. 535 p.

Herz N. Anorthosite belts, continental drift, and the anorthosite event.—“Science”, 1969, vol. 164, N 3882, p. 944—947.

Heywood W. W., Davidson A. Geology of Benjamin Lake map—area, District of Mackenzie.—“Geol. Surv. Can. Mem.”, 1969, N 361. 35 p.

Horwitz R. C. Provisional subdivisions of the Precambrian in Western Australia, 1966.—“Geol. Surv. W. Austral. Ann. Rept”, 1966, str. 1. Perth, 1967, p. 58.

Huber N. K. The Portage Lake Volcanics (middle Keweenaw) on Isle Royale, Michigan.—“U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.”, 1973, N 754—C. 32 p.

Huber N. K. The geologic history of Isle Royale, National Park.—“U. S. Geol. Surv. Bull.”, 1975, N 1309, p. 66.

Hurley P. M., Almeida F. F. M. de, Melcher G. C., Cordani U. G., Rand J. R., Kawashita K., Vadoros P., Pinson W. H., Fairbairn H. W. Test of continental drift by comparison of radiometric ages.—“Science”, 1967, vol. 157, N 3788, p. 495—500.

Irving E., Emslie R. F., Ueno H. Upper Proterozoic paleomagnetic poles from Laurentia and the history of the Grenville structural province.—“J. Geophys. Res.”, 1974, vol. 79, N 35, p. 5491—5502.

Irving E., Lapointe P. L. Paleomagnetism of Precambrian rocks of Laurentia.—“Geosci. Can.”, 1975, vol. 2, N 2, p. 90—98.

James H. L. Subdivision of Precambrian: an interim scheme to be used by U. S. Geological Survey.—“AAPG Bull.”, 1972, vol. 56, N 6, p. 1128—1133.

Key R. M., Hutton S. M. The tectonic generation of the Limpopo Mobile Belt and a definition of its western extremity.—“Precambrian Res.”, 1976, vol. 3, N 1, p. 79—90.

King Ph. B. The Precambrian of the United States of America: Southeastern United States.— In: The Precambrian. “Intersci.”, 1970, vol. 3, p. 1—71.

Kingma J. T. The tectonic setting of the Ruahine—Rimutaka Range.—“N. Zeal. J. Sci. Techn. B. General Res. Sect.”, 1957, vol. 38, N 8, p. 858—861.

Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, “Gebriider Borntraeger”, 1928, 491 S.

Krupicka J. Early Precambrian rocks of granitic composition.—“Canad. J. Earth Sci.”, 1975, vol. 12, N 8, p. 1307—1315.

Landis C. A., Coombs D. S. Metamorphic belts and orogenesis in southern New Zealand.—“Tectonophysics”, 1967, vol. 4, N 4—6, p. 501—518.

Litherland M. Uniformitarian approach to Archean “schist relics”.—“Nature. Phys. Sci.”, 1973, vol. 242, N 1121, p. 125—127.

Macgregor A. M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.—“Trans. geol. Soc. S. Afr.”, 1951, vol. 54, p. 27—70.

Marmo V. Granite petrology and the granite problem. Amsterdam, “Elsevier”, 1971, 244 p.

Martin H. Problems of age relations and structure in some metamorphic belts of Southern Africa.—“Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.”, 1969, N 5, p. 17—25.

Mason R. The Limpopo mobile belt, Southern Africa.—“Phil. Trans. Roy. Soc. London”, 1973, A 273, N 1235, p. 463—485.

McGlynn J. C., Henderson J. B. Archean volcanism and sedimentation in the Slave Structural Province.—“Geol. Surv. Canad. Pap. 70—40”, 1970, p. 31—44.

McGlynn J. C., Henderson J. B. The Slave Province.—In: Variations in tectonic styles in Canada.—"Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.", 1972, N 11, p. 505—526.

Mc Gregor V. R. The early Precambrian gneisses of the Godhåb district, West Greenland.—"Phil. Frans. R. Soc. London", A 273, N 1235, p. 343—357.

McWilliams M. O., Dunlop D. J. Precambrian paleomagnetism: magnetizations reset by the Grenville orogeny.—"Science", 1975, vol. 190, N 4211, p. 269—272.

Metamorphic map of Europe 1 : 2 500 000. Paris, UNESCO, 1973.

Naha K., Venkitasubramanyan C. S., Singh R. P. Upright folding of varying intensity on isoclinal folds of diverse orientation: a study from the Early Precambrian of Western India.—"Geol. Rudsch.", 1969, Bd. 58, H. 3, S. 929—950.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and sandstone. Berlin — Heidelberg — N. Y., "Springer", 1972. 618 p.

Piper J. D. A., Briden J. C., Lomax K. Precambrian Africa as a single continent.—"Nature", 1973, vol. 245, N 5423, p. 244—248.

Radhakrishna B. P. Reconsideration of some problems in the Archaean Complex Mysore.—"Geol. Soc. India J.", 1967, vol. 8, p. 102—109.

Rankama K. Proterozoic, Archean and other weeds in the Precambrian rock garden.—"Geol. Soc. Finl. Bull.", 1970, N 42, p. 211—222.

Rankin D. W., Stern T. W., Reed J. C., Newell M. F. Zircon ages of felsic volcanic rocks in the Upper Precambrian of the Blue Ridge, Appalachian Mountains.—"Science", 1969, vol. 166, N 3906, p. 741—744.

Ross J. V. Deposition and current direction within the Yellowknife Group at Mesa-Lake, N. W. T., Canada.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1962, v. 73, N 9, p. 1159—1162.

Seguin M. K. Geological evolution of the southern extension of the Labrador trough.—"Natur. Canad.", 1973, vol. 100, N 3, p. 277—314.

Smith A. G., Hallam A. The fit of the southern continents.—"Nature", 1970, vol. 225, N 5228, p. 139—144.

Spall H. Review of precambrian paleomagnetic data for Europe.—"Earth and Planet. Sci. Lett.", 1973, vol. 18, N 1, p. 1—8.

Srinivasan R., Sreenivas B. L. Dharwar stratigraphy.—"Geol. Soc. India J.", 1972, vol. 13, N 1, p. 75—85.

Stockwell C. H. Second report on structural provinces, orogenies and time — classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield.—"Geol. Surv. Canada Pap.", 1963, N 62—17, p. 123—134.

Stockwell C. H. Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield.—"Canad. J. Earth Sci.", 1968, vol. 5, N 3, pt. 2, p. 693—698.

Stockwell C. H. Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield.—"Geol. Surv. Canad. Paper", 1973, N 72—52, 4 p.

Stockwell C. H., McGlynn J. C., Emslie R. F., Sanford B. V., Norris A. W., Donaldson J. A., Fahrig W. F., Currie K. L. Geology of the Canadian Shield.—In: Geology and economic minerals of Canada. Ottawa, 1970, p. 43—150.

Sutton J., Watson J. V. Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times.—"Nature", 1974, vol. 247, N 5441, p. 433—435.

Talbot C. J. A plate tectonic model for the Archaean crust.—"Phil. Trans. Roy. Soc. London", 1973, A 273, N 1235, p. 413—427.

Tectonic map of Canada. Scale 1 : 3 801 600. Ottawa, 1950.

Tectonic map of Canada. Scale 1 : 5 000 000. Ottawa, 1969.

Tectonic map of Australia. Scale 1 : 2 534 000. BMR, 1960.

Tectonic map of Australia and New Zealand. Scale 1 : 6 000 000. BMR, 1971.

The Precambrian. Vol. 1. N. Y.—L.—Sydney, "Intersci. Publ.", 1963. 279 p.

The Precambrian. Vol. 2. N. Y.—L.—Sydney, "Intersci. Publ.", 1965. 384 p.

The Precambrian. Vol. 3. N. Y.—L.—Sydney, "Intersci. Publ.", 1967. 323 p.

The Precambrian. Vol. 4. N. Y.—L.—Sydney, "Intersci. Publ.", 1970. 288 p.

Tollmann A. Scheinserien (tectonisch komponierte Schichtfolgen).—"Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch.", 1972, N 7, S. 427—447.

Tuominen H. V., Aarnisalo J., Söderholm B. Tectonic patterns in the central Baltic Shield.—"Geol. Soc. Finland Bull.", 1973, vol. 45, N 2, p. 205—217.

Viljoen M. J., Viljoen R. P. A. The geological and geochemical evolution on the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountain Land, South Africa.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, 1971, N 3, p. 133—149.

Wilson J. F. The Rhodesian Archaean craton — an essay in cratonic evolution.—“*Phil. Trans. Roy. Soc. London*”, 1973, A 273, N 1235, p. 389—411.

Windley B. F., Bridgwater D. The evolution of Archaean low — and high — grade terrains.—“*Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*”, 1971, N 3, p. 33—46.

Wood J. A., Dickey J. S., Marvin U. B., Powell B. N. Lunar anorthosites.—“*Science*”, 1970, vol. 167, N 3918, p. 602—604.

Woodford P. J., Mateen A., Green D. C., Wilson A. F. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a high-grade polymetamorphic terrain, northeastern Strangways Range, central Australia.—“*Precamb. res.*”, 1975, vol. 2, N 4, p. 375—396.

Wynne — Edwards H. R. Tectonic overprinting in the Grenville Province, Southwestern Quebec.—“*Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.*”, 1965, N 5, p. 163—182.

О Г Л А В Л Е Н И Е

От редактора (<i>К. В. Боголепов</i>)	5
Предисловие (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	13
Введение (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	15
I. Принципы тектонического районирования (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	20
Объект и метод исследования	—
Обзор методов районирования	22
Принципиальная основа методики районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс	26
Структурно-вещественная классификация минеральных масс	33
Возрастные подразделения	41
Типы геологических границ	48
Типы тектонических районов (зон)	49
II. Структура докембрия континентов	52
Алданский этаж (<i>Н. А. Берзин</i>)	53
Киватинский этаж (<i>А. К. Башарин</i>)	75
Афебский этаж (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	91
Рифейский этаж (<i>А. К. Башарин, Н. А. Берзин</i>)	120
Разломы в структуре докембрия (<i>Н. А. Берзин, А. К. Башарин, Ч. Б. Борукаев</i>)	145
III. Некоторые проблемы тектоники докембрия (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	151
О понятиях и терминах, применяемых к докембрийским структурам	—
О докембрийских зонах диасхизиса (тектоно-магматической активизации)	161
О планетарных тектонических циклах в докембрии	184
Палинспастические построения как метод изучения тектоники докембрия	193
К вопросу о тектоническом методе построения общей геохронологической шкалы докембрия	202
IV. Вопросы эволюции структуры осадочной оболочки в докембрии (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	211
Протогей	215
Дейтерогей	223
Неогей	231
Общие вопросы эволюции	237
Заключение (<i>Ч. Б. Борукаев</i>)	239
Литература	241

CONTENTS

From the editor (<i>K. V. Bogolepov</i>)	5
Preface (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	13
Introduction (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	15
I. Principles of the tectonic zonation of the Precambrian (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	20
The object and the method of the investigation	—
Overview of the methods	22
Principal base of the zonation on the structure-material features	26
Structure-material classification of mineral masses	33
Time — units	41
The types of geological boundaries	48
The types of tectonic regions (zones)	49
II. Structure of the Precambrian of continents	52
Aldanian stage (<i>N. A. Berzin</i>)	53
Keewatinian stage (<i>A. K. Basharin</i>)	75
Aphebian stage (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	91
Riphaean stage (<i>A. K. Basharin, N. A. Berzin</i>)	120
Faults in the Precambrian structure (<i>N. A. Berzin, A. K. Basharin, Ch. B. Borukayev</i>)	145
III. Some problems of the Precambrian tectonics (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	151
About the notions and the terms used to the Precambrian structures	—
About the Precambrian zones of the diaschizis (tectonomagmatic activation)	161
About the global tectonic cycles in the Precambrian time	184
Palinspastic reconstructions as the method of the investigation of the Precambrian tectonics	193
On the problem of the tectonic method of the construction of the Precambrian geochronology scale	202
IV. Problems of the evolution of the earth crust in the Precambrian time (<i>Ch. B. Borukayev</i>)	211
Protogaecium	215
Deutero-gaecium	223
Neogaecium	231
General problems of the evolution	237
Conclusions	239
Bibliography	241

ДОКЕМБРИЙ КОНТИНЕНТОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

*Чермен Бейбулатович Борукаев, Алексей Константинович Башарин,
Николай Августович Берзин*

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Редактор *Л. И. Шпаковская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. А. Братухин*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Н. Л. Александрова, Н. Н. Тясто*

Сдано в набор 13 октября 1976 г. Подписано к печати 1 июня 1977 г. МН 00414. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 16,5 печ. л., 23,1 усл.-печ. л.+3 вкл., 25 уч.-изд. л. Тираж 1250 экз. Заказ № 285. Цена 3 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

